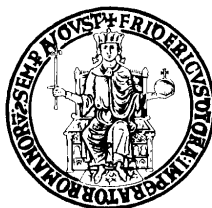


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



Dottorato di Ricerca in Valorizzazione e Gestione delle Risorse Agro-Forestali

Analisi e Modellistica dei Sistemi Agro-Forestali

XXI CICLO

Tesi per il conseguimento del titolo

Dipartimento di Ingegneria Agraria ed Agronomia del Territorio

*Caratterizzazione idraulica dei suoli a scala
di bacino: verifiche sperimentali e
valutazione funzionale*

Coordinatore

Chiar.^{mo} Prof. Antonio Cioffi

Candidato

Dott. Paolo Nasta

Tutore

Chiar.^{mo} Prof. Ing. Nunzio Romano

Novembre 2008

Indice

CAPITOLO I	4
1.1. Inquadramento del problema	4
1.1.1. La questione ambientale	4
1.1.2. Le problematiche ambientali legate alle risorse idriche e territoriali – Acqua e suolo	6
1.2. Gestione delle risorse idriche e territoriali	10
1.3. L'analisi quantitativa dei problemi	15
1.3.1. Monitoraggio dei processi	15
1.3.2. Modelli di simulazione	17
1.3.3. Dati e modelli	21
1.3.4. Prospettive di ricerca nel settore	24
1.4. Obiettivi della Tesi di Dottorato	28
1.5. Bibliografia	29
CAPITOLO II	33
2.1. Il suolo	33
2.2. Principali proprietà fisiche e chimiche del suolo	35
2.2.1. Granulometria e Tessitura	35
2.2.2. La struttura	36
2.2.3. Densità e porosità del suolo	38
2.2.4. La sostanza organica	40
2.3. Principali variabili idrauliche del suolo e metodi di misura	41
2.3.1. Contenuto di acqua del suolo	41
2.3.2. Potenziale dell'acqua nel suolo	45
2.4. Proprietà idrauliche del suolo	50
2.4.1. Funzione di ritenzione idrica	50
2.4.2. Relazioni parametriche per la funzione di ritenzione idrica	53
2.4.3. Moto dell'acqua nel suolo	60
2.4.4. La funzione di conducibilità idraulica	63
2.5 Bibliografia	68
CAPITOLO III	70
3.1. Generalità	70
3.1.1. Metodi diretti e indiretti	71
3.1.2. Metodi semplificati	73
3.1.3. Variabilità spaziale delle proprietà idrauliche	77
3.1.4. Problemi legati alla scala di evoluzione del fenomeno	80
3.2. Metodi proposti per la caratterizzazione idraulica dei suoli	83
3.2.1. Aspetti teorici del modello di Arya-Paris	83
3.2.2. Calibrazione del parametro di tortuosità	86
3.2.3. La tecnica di scaling	89
3.3 Bibliografia	95
CAPITOLO IV	101
4.1 Descrizione dell'area di studio	101
4.1.1 Inquadramento geografico	101
4.1.2 Inquadramento geomorfologico	102
4.1.3 Uso del suolo	105
4.2 Indagini sperimentali	107

4.2.1 Strategia di campionamento e prove di campo	107
4.2.2 Analisi di laboratorio	109
4.2.3. Monitoraggio delle grandezze idrologiche nell'area sperimentale.....	119
4.3 Bibliografia	122
CAPITOLO V	123
5.1. Metodologia proposta	123
5.1.1. Calibrazione del metodo AP: Procedura di ottimizzazione	125
5.2. Verifica parametrica	128
5.3. Validazione del metodo proposto	134
5.4. Numero minimo di campioni di suolo da utilizzare per la calibrazione del metodo	137
5.5. Bibliografia	139
CAPITOLO VI	141
6.1. Verifica funzionale	141
6.2. Modello SWAP: Aspetti teorici e sua applicazione.....	144
6.2.1. Flussi idrici in superficie.....	145
6.2.2. Condizioni al contorno inferiore.....	147
6.2.4. Parametrizzazione del modello	148
6.3. Risultati dell'analisi funzionale	153
6.4. Bibliografia	160
CAPITOLO VII	162
<i>Ringraziamenti</i>	165
ALLEGATO 1	166
ALLEGATO 2	171
A2.1 Condizioni al contorno inferiore: flusso nullo alla base del profilo di suolo.....	171
A2.2 Condizioni al contorno inferiore: drenaggio libero alla base del profilo di suolo	178

CAPITOLO I

Premesse

1.1. Inquadramento del problema

1.1.1. *La questione ambientale*

Il dibattito sulla questione ambientale, avviato in modo più sistematico agli inizi degli anni '60 del secolo scorso, ha avuto come nodo centrale il rapporto fra economia e ambiente, nella sempre più evidente necessità di preservare la qualità del patrimonio naturale e culturale e con la consapevolezza che, essendo le risorse del pianeta tendenzialmente esauribili, dovessero essere opportunamente rivisti i modelli di sviluppo fino ad allora in vigore. *“La Terra come capitale da preservare, nella considerazione del rapporto critico tra crescita ed ecosistema e del processo irreversibile costituito dallo sfruttamento delle risorse non rinnovabili”*: questo è in sostanza il tema affrontato nel 1972 dalla Conferenza di Stoccolma, la prima che, su scala mondiale, toccasse i temi ambientali e adottasse una dichiarazione all'interno della quale la tutela dell'ambiente diveniva parte integrante dello sviluppo; uno sviluppo compatibile con le esigenze di salvaguardia delle risorse.

La percezione del Pianeta quale sistema chiuso, nel quale ogni risorsa naturale trova i suoi limiti nella disponibilità e nella capacità di assorbimento da parte dell'ecosistema, in altre parole la coscienza dei limiti dello sviluppo, aprì in quegli anni la strada ad un dibattito profondo e ad una crescente attenzione da parte della comunità scientifica e della società civile. Dalla consapevolezza di voler operare verso azioni orientate all'eco-gestione del territorio e delle attività antropiche prende l'avvio i concetti di *“sostenibilità”* e *“sviluppo sostenibile”*, contenuto nel Rapporto *“Our Common Future”* (1987) della World Commission on Environment and Development (Commissione Brundtland), che gli diede la sua accezione più nota, ovvero lo sviluppo che *“garantisce i bisogni delle generazioni attuali senza compromettere la possibilità che le generazioni future riescano a soddisfare i propri”*.

Il concetto informatore di questo modello di sviluppo, compatibile con le esigenze di tutela e salvaguardia delle risorse e capitale dell'umanità, ripropone

una visione del mondo nella quale il fine ultimo è rappresentato dal raggiungimento di una migliore qualità della vita, dalla diffusione di una prosperità crescente ed equa, dal conseguimento di un livello ambientale non dannoso per l'uomo e per le altre specie viventi e nel quale sia possibile una più equa accessibilità alle risorse. Nascono proprio in quegli anni i presupposti dell'economia ecologica e dell'economia ambientale, come nuovo campo di studi ove rileggere e valutare le interrelazioni tra ambiente ed economia. L'economia ambientale avvia, più specificamente, l'approfondimento di alcune tematiche di particolare rilievo nella definizione e nella comprensione delle relazioni tra salvaguardia ambientale, perseguimento dell'efficienza economica e fallimenti di mercato, come nel caso delle esternalità ambientali e del livello ottimo di inquinamento. Affronta, inoltre, il problema della valutazione economica delle risorse ambientali, degli strumenti di politica economica e fiscale per il controllo delle esternalità e dei problemi ambientali (imposte ambientali).

Altro caposaldo dello sviluppo sostenibile è rappresentato dalla Conferenza delle Nazioni Unite tenutasi a Rio de Janeiro nel 1992 che, nella sua Dichiarazione, sancisce i 27 Principi su ambiente e sviluppo, i *Principi delle foreste e l'Agenda 21*, ancora oggi vivi ed attuali. Lo sviluppo sostenibile assume quindi le caratteristiche di concetto integrato, avocando la necessità di coniugare le tre dimensioni fondamentali e inscindibili di Ambiente, Economia e Società, dato che risulta evidente come l'azione ambientale da sola non possa esaurire la sfida: ogni piano o politica di intervento, infatti, deve rispondere ad una visione integrata e definire sia impatti economici che sociali ed ambientali.

Il progresso tecnologico sostenibile si pone allora quale strumento per raggiungere l'obiettivo di un uso oculato delle risorse naturali riducendo i consumi di quelle non rinnovabili, della limitazione dei rifiuti prodotti e della sostituzione del "capitale naturale" (territorio, risorse materiali, specie viventi) con "capitale costruito" (risorse naturali trasformate).

1.1.2. Le problematiche ambientali legate alle risorse idriche e territoriali – Acqua e suolo

*Abbi cura della terra e dell'acqua:
non ci sono state donate dai nostri padri, ma prestate dai nostri figli
(detto dei pastori nomadi del Kenya)*

Problemi connessi alle risorse idriche, e in particolare alla loro disponibilità in quantità e qualità idonee agli usi civili, industriali e agricoli, costituiscono uno dei cardini fondamentali dello sviluppo dell'economia e della produttività della società civile. L'acqua al contempo rappresenta l'elemento fondamentale per il sostentamento delle funzioni ecologiche degli ecosistemi naturali.

Sul nostro pianeta, la superficie occupata dalle acque è di gran lunga maggiore di quella delle terre emerse, con una percentuale di circa il 71%. Gli oceani rappresentano il 97% dell'intero ecosistema idrico, le acque dolci solo il 3%, di cui il 2% in forma solida (ghiacciai) e solo l'1% comprende fiumi, laghi e sorgenti sotterranee. L'acqua effettivamente potabile si riduce ulteriormente ad una percentuale dello 0,1% ed è sempre insufficiente a soddisfare le esigenze vitali della popolazione umana, in continua crescita demografica, soprattutto nelle aree più povere di risorse naturali. Solo in Italia oltre il 60% dell'acqua utilizzata si presenta con un deterioramento della qualità, in relazione all'uso. In alcune regioni, in particolare del sud, la questione idrica assume sempre di più la dimensione di una vera e propria emergenza ecologica e la ridotta disponibilità pro-capite d'acqua, non sempre è sufficiente per tutti i cittadini.

La crisi idrica va ricercata nell'aumento della popolazione mondiale e nell'incremento dei consumi. All'inizio del secolo scorso l'umanità utilizzava circa 600 chilometri cubi di acqua. Oggi ne utilizza 6.000, dieci volte di più. Negli ultimi 60 anni la popolazione umana è raddoppiata, ma i consumi di acqua si sono quadruplicati. Quando la popolazione mondiale supererà i nove miliardi di persone, la domanda di acqua pura sarà maggiore delle disponibilità naturali. Tuttavia l'aumento demografico non è l'unica causa della crisi idrica mondiale. Ad attentare alle riserve di acqua potabile c'è l'inquinamento. La contaminazione delle acque oltre alle malattie, spesso mortali, provoca notevoli squilibri negli ecosistemi, disordini sociali, e perfino vere e proprie guerre.

Le tecnologie e le conoscenze scientifiche disponibili per disinquinare le acque sono molto avanzate, anche se non sempre i governi locali sono disponibili a

sostenere gli impegni economici che possono essere in alcuni casi onerosi. Ecco perché occorre prevenire il più possibile, evitando alle fonti inquinanti di finire nelle falde idriche. I controlli degli scarichi industriali e civili dovrebbero essere migliorati e resi più efficaci, con azioni supportate da una legislazione più chiara e severa soprattutto nella repressione degli abusi.

Appare dunque impossibile considerare l'acqua da un punto di vista settoriale senza far riferimento all'ambiente nella sua globalità. Del resto è noto che l'acqua unisce la terra e l'aria perché incide direttamente sul mondo vegetale e determina cambiamenti climatici con interazioni di tipo ecologico con tutte le componenti viventi. Gli esperti hanno dimostrato la necessità di focalizzare l'importanza del suolo all'interno del ciclo idrologico e alla lotta contro il suo degrado causato essenzialmente da fenomeni di varia natura quali l'erosione, la salinizzazione, l'inquinamento, il prosciugamento, l'acidificazione o la laterizzazione (un fenomeno che riguarda i terreni ricchi di silicati e che comporta la sintesi di sali di alluminio e ferro).

Il suolo non solo fornisce circa il 90% del fabbisogno mondiale di cibo, foraggio, fibre e combustibili, ma per il suo contatto con l'atmosfera, per la presenza della vegetazione e per la particolare posizione di collegamento fra le acque superficiali e le falde profonde, svolge un ruolo fondamentale nel ciclo idrologico. Fenomeni quali l'infiltrazione, la redistribuzione, l'evapotraspirazione evolvono nel tempo con velocità differenti e tali da consentire al suolo di svolgere un'utile e preziosa funzione di imma-gazzinamento dell'acqua e delle sostanze nutritive in essa disciolte, in modo che le piante possano fronteggiare la domanda traspirativa, da considerare essenzialmente come continua, anche quando le alimentazioni idriche per precipitazione sono irregolari o praticamente assenti per lunghi periodi di tempo. In termini generali, l'idrologia del suolo è interessata alla descrizione di questi fondamentali processi del ciclo idrologico, nonché alla previsione della loro evoluzione sia per scale spaziali che possono comprendere parcelle isolate o singoli versanti fino ad un piccolo bacino idrografico, sia per scale temporali che variano da poche ore a qualche anno e più.

Nell'ambito di questa vasta gamma di scale spaziali e temporali, l'idrologia del suolo mostra un marcato carattere multidisciplinare e le relazioni con l'ecologia agraria assumono un particolare significato già se solo si considera il controllo che la vegetazione e il suo stadio fenologico esercitano sulla dinamica di tali fenomeni. I primi studi su tematiche al confine fra le discipline dell'idraulica

fluviale e idrologia del suolo, da un lato, e dell'ecologia agraria e del paesaggio, dall'altro lato, risalgono ai primi anni '60. L'affermarsi poi di indagini sulla geomorfologia dei sistemi fluviali ha favorito un impegno della ricerca scientifica su tematiche legate ai processi idrologici, ai fenomeni di trasporto dei sedimenti e alla geomorfologia fluviale. A questi studi essenzialmente di tipo idrologico si sono affiancati lavori maggiormente legati all'ecologia del paesaggio o a questioni socio-economiche.

Per formulare risposte operative in grado di soddisfare queste esigenze, non sembra più sufficiente eseguire studi anche dettagliati sui processi fondamentali del ciclo idrologico, ma è necessario analizzare gli effetti che le evoluzioni spaziotemporali di questi processi esercitano sulla distribuzione e funzionalità degli elementi che regolano la produttività biologica terrestre. Sfruttando anche i recenti progressi delle scienze ecologiche, questi concetti sono oggi trattati in una disciplina nota con il termine di eco-idrologia che, tuttavia, non è ancora possibile identificare con una definizione unica e condivisibile (Bonell, 2002; Kundzewicz, 2002; Nettle, 2002; Porporato & Rodriguez-Iturbe, 2002; Hunt & Wilcox, 2003). Nella maggior parte dei casi, in ogni modo, gli studi di eco-idrologia utilizzano osservazioni circa la risposta della vegetazione e il regime idrico del suolo a diverse sollecitazioni ambientali e si concentrano su come sintetizzare e modellizzare i legami fra risorse idriche ed ecosistemi, e su come migliorare le previsioni degli effetti di perturbazioni naturali o antropiche sulle interazioni suolo-vegetazione.

La necessità di una maggiore integrazione fra ricerche avanzate dell'idrologia del suolo e dell'ecologia del paesaggio è particolarmente sentita allorquando si devono interpretare fenomeni che evolvono in situazioni climatiche particolari, come gli ecosistemi mediterranei che sono caratterizzati da un'accentuata variabilità di composizione floristica, da intensi e frequenti disturbi (a causa di rimozioni di biomassa dovute a processi distruttivi quali incendi, tagli o pascolo che modificano le principali caratteristiche strutturali e funzionali della vegetazione) e dunque da dinamiche della copertura vegetale variabili notevolmente nel tempo e nello spazio.

Per una pianificazione efficace degli interventi di mitigazione del rischio di degrado e il recupero di aree già degradate, si avverte pertanto l'esigenza di sviluppare tecniche innovative che consentano di determinare in maniera sintetica gli effetti climatici e pedologici sul bilancio idrologico dei suoli e sulle

dinamiche della vegetazione, soprattutto mediante un'analisi quantitativa dei processi che sottendono le dinamiche del sistema "suolo – vegetazione - bassa atmosfera".

L'erosione di una porzione di suolo è un processo di natura chimica e fisica che consiste nella degradazione, nella disgregazione e nella rimozione di grandi quantità di terreno principalmente operata dalle acque e dai venti. Il degrado degli orizzonti superiori del suolo, ricchi di materia organica e sostanze nutritive, e l'assottigliamento dei profili pedogenetici (ovvero dei diversi strati che compongono il suolo) riduce la capacità produttiva dei terreni agricoli e, quindi, la qualità dei raccolti. I suoli impoveriti della loro componente organica perdono compattezza e sotto l'azione delle piogge tendono a disgregarsi con facilità. In alcuni casi, ad esempio nelle regioni tropicali, dove le piogge sono abbondanti, la rimozione della materia organica e delle frazioni granulari negli strati meno profondi del suolo porta alla formazione di una crosta superficiale dura e compatta, che non consente all'acqua di penetrare nel terreno e favorisce il dilavamento superficiale, incrementando, quindi, il rischio di erosione. Queste croste rendono spesso i terreni asfittici e impediscono la germinazione dei semi.

Anche le deposizioni acide secche e umide possono contribuire a degradare il suolo, aumentandone l'acidità. Le piogge acide, che presentano in genere un pH inferiore a 5.6, alterano le proprietà del terreno arrecando gravi danni alla vegetazione. L'acidità delle piogge è dovuta alla trasformazione chimica dei composti (primi fra tutti l'anidride solforosa e alcuni ossidi di azoto) rilasciati in atmosfera dalle attività umane, in particolare dall'uso di combustibili fossili. L'alterazione della struttura del suolo, ovvero della sua composizione e della modalità di aggregazione dei suoi elementi, può essere dovuta a diversi fattori, ad esempio alla compattazione prodotta dal calpestamento. Una causa frequente è il trasferimento e la conseguente dispersione della materia organica, e di parte di quella inorganica, dagli strati superiori a quelli inferiori del suolo attraverso processi di laterizzazione o calcificazione.

1.2. Gestione delle risorse idriche e territoriali

Lo sviluppo economico e sociale di un territorio si basa sull'utilizzazione di risorse naturali, in particolare acqua e suolo ora "elementi primari" ora insostituibili elementi di "suggestione" con riferimento a paesaggi e ambienti, non di rado elementi di criticità da cui difendersi. La *sostenibilità*, allora, non può prescindere dalla necessità di garantire nel tempo e nello spazio l'equilibrio di quei cicli naturali che garantiscono la rinnovabilità delle risorse e dal rispetto dei meccanismi che ne regolano il divenire. Frane, alluvioni, siccità, dissesto idrogeologico sono spesso espressioni macroscopiche di forzature dei cicli naturali, nella sostanza perdita/diminuzione di sicurezza e di risorsa. È ovvio allora che la capacità di prevenzione ha a che fare con la capacità di conciliare un'organizzazione di spazi e di funzioni con l'ambiente in cui interviene e con la capacità di adattarsi in modo ottimale. La corretta gestione delle risorse idriche e territoriali costituisce uno dei principali strumenti per la promozione di uno sviluppo sostenibile e per la tutela dell'ambiente. Questa problematica è anche evidenziata nel Rapporto per la Valutazione Ambientale Strategica per la programmazione dei Fondi Strutturali U.E. nel periodo 2000-2006, ove si mettono in luce i principali obiettivi per ridurre il grado di rischio ambientale connesso allo stato di degrado delle risorse idriche sotterranee e superficiali, e fra questi il ripristino della funzionalità idrogeologica dei corsi d'acqua naturali e artificiali, la riduzione degli attingimenti dalle falde, il controllo e la gestione del suolo, con particolare riferimento alle pratiche irrigue e colturali. Il territorio è stato e sarà sempre soggetto ad eventi naturali e azioni dell'uomo che tendono a modificarlo, ma negli ultimi anni diverse zone d'Italia mostrano fenomeni di degrado che purtroppo sono ormai di notevole intensità, soprattutto a causa di una gestione del territorio non sempre ottimale e compatibile con le locali situazioni ambientali. Con un'accezione un po' ampia, per territorio si considera qui quel particolare ambiente fisico, comprendente anche il clima, la morfologia, i suoli, la vegetazione e le caratteristiche idrologiche nella misura in cui queste ne influenzano le potenzialità di ottimale utilizzazione (concetto dinamico-funzionale). I processi degenerativi dell'ambiente spesso si esaltano laddove la pressione antropica è maggiore e le varie attività produttive dell'uomo non sono ben controllate. Ad esempio, sono state urbanizzate e intensamente edificate aree di naturale pertinenza fluviale, oppure sono state realizzate infrastrutture in aree

interessate da instabilità dei versanti, anche storicamente conosciuti. La Campania, ad esempio, come del resto tutta l'Italia, è un paese geologicamente giovane e caratterizzato da una situazione morfologica e climatica che, anche per la presenza di suoli molto erodibili, rende il suo territorio particolarmente predisposto ai fenomeni di erosione idrica superficiale e al dissesto idrogeologico. Come documentato in letteratura, intorno agli anni cinquanta e fino agli inizi degli anni sessanta si è operato attivamente per la conservazione del suolo, la regimazione delle acque con rimboschimenti e la realizzazione di opere di sistemazione idraulico-forestale, riconoscendo alla sistemazione della collina un ruolo essenziale per la difesa delle zone di pianura. Negli ultimi anni, invece, è andata via via scemando l'attenzione verso queste problematiche.

Dagli anni '60 si sono verificati profondi cambiamenti economici e sociali che hanno spinto la popolazione verso un abbandono delle aree rurali e favorito cambiamenti diffusi dell'uso del suolo, con un'intensa urbanizzazione ed eccessivo sfruttamento delle risorse naturali. In assenza di una pianificazione adeguata dello sviluppo, che tenesse in giusto conto le effettive potenzialità di utilizzazione del territorio, è aumentato il rischio dell'uomo e delle sue attività rispetto a fenomeni idrogeologici estremi.

Un primo problema è dunque quello della progressiva perdita della funzionalità delle opere realizzate soprattutto per la mancanza di adeguata manutenzione, mentre sono aumentati i danni della pressione antropica (incendi, turismo scarsamente eco-compatibile, ecc.). Ampie porzioni del territorio urbanizzato sono oggi vulnerabili ad eventi di frana e alluvione e circa il 45% dei Comuni italiani presenta aree caratterizzate da un elevato livello di rischio idrogeologico. Dei 551 Comuni della Regione Campania, 291 Comuni sono interessati da evidenti fenomeni di dissesto idrogeologico e di questi ben 212 Comuni sono interessati da zone con rischio di frana simile a quello che si è verificato a Sarno nel maggio 1998. L'azione incontrollata dell'uomo sul territorio può inoltre innescare processi di degrado che alterano progressivamente il ciclo dell'acqua, la fertilità dei suoli e la biodiversità, con riduzioni sensibili delle normali condizioni di sfruttamento del territorio medesimo. Nei casi degenerativi estremi, come ad esempio gli incendi boschivi e la deforestazione, si sta riscontrando un incremento della frequenza dei fenomeni idrogeologici cagionevoli di dissesto, in particolar modo associati all'erosione e alle frane superficiali in ambito collinare e montano.

Una pianificazione efficace degli interventi per la mitigazione del rischio di degrado e il recupero delle aree già degradate impone lo sviluppo di tecniche che consentano di valutare i livelli di sostenibilità da parte degli ecosistemi rispetto alle alterazioni ambientali, attraverso un'analisi quantitativa dei processi che sottendono le dinamiche evolutive naturali del territorio e, in particolare, dell'acqua, del suolo e della vegetazione (Romano et al. 2005). Infine, non va soggiaciuta un'altra questione che è intimamente connessa alla precedente e solo apparentemente da ritenere di importanza secondaria: la perdita di competenze tecniche e di maestranze che un tempo tradizionalmente consentivano la realizzazione e il mantenimento in esercizio di interventi efficaci. Sono purtroppo molti gli esempi di recenti interventi di rinaturalizzazione inefficaci o addirittura controproducenti dal punto di vista della sostenibilità ambientale. Sono dunque necessari un idoneo governo degli usi del suolo e una saggia politica di gestione del territorio fondata sulla prevenzione e sulla manutenzione.

Si è soliti guardare al territorio come schematicamente articolato in montagna, collina e pianura, suddivisione giustificata da considerazioni di ordine geografico, geologico, socio-economico e amministrativo, ma che invece non può considerarsi in modo così rigido con riferimento al ciclo idrologico. Va rilevata la stretta interconnessione fra le varie fasi di tale ciclo e una qualunque variazione di un elemento del sistema induce effetti diretti e indiretti anche su altre parti del ciclo medesimo. Questa situazione induce senz'altro a riflettere sulla sostanziale unità idrogeologica del territorio e, quindi, sulla forte interconnessione fra montagna, collina e pianura. Nelle zone di pianura meridionali l'urbanizzazione e lo sviluppo di un'agricoltura intensiva hanno generato una pressione notevole sulla risorsa acqua che si è andata depauperando in termini sia quantitativi sia qualitativi. L'acqua è divenuta un bene economico di notevole valore e la sua corretta gestione è ormai uno dei problemi più pressanti.

La disponibilità di acqua, ad un certo tempo e in un assegnato luogo, e la sua richiesta risultano sempre più spesso sbilanciate, favorendo uno sfruttamento incontrollato di tale risorsa con conseguente degrado della qualità e un aumento della conflittualità fra i diversi utenti. Nei sistemi agricoli più moderni la gestione dell'acqua deve essere frutto di un compromesso fra le strategie adottate dagli Enti Territoriali, che devono considerare anche problemi ambientali e di uso alternativo della risorsa idrica, nonché le immediate necessità degli agricoltori che devono soddisfare alla domanda idrica delle colture in termini qualitativi e

quantitativi. Da questo punto di vista, i sistemi irrigui costituiscono delle strutture molto complesse dove i problemi tecnici sono strettamente collegati non solo a vincoli economici (sia a livello aziendale sia di schemi di distribuzione dell'acqua), ma anche alle situazioni agro-idrologiche. Inoltre, questa struttura complessa deve essere sempre collegata alla realtà esterna dove la scarsità dell'acqua è uno dei problemi fondamentali. Al livello del coltivatore, si avverte la necessità di informazioni più dettagliate sull'applicabilità di nuovi metodi di irrigazione e, in particolare, di quei metodi "risparmiatori" di acqua, come ad esempio quelli più o meno localizzati che consentono di soddisfare le esigenze della pianta senza sprechi e quindi determinano un'efficienza dell'irrigazione molto elevata.

E' necessario un notevole sforzo per restituire al territorio la possibilità di svolgere al meglio le proprie funzioni in relazione ad una oculata gestione delle risorse naturali, anche e soprattutto in previsione di possibili cambiamenti climatici in atto. Infatti, proprio la questione degli effetti esercitati dai cambiamenti climatici sulla funzionalità delle risorse idriche e territoriali, fino all'innescio di processi di desertificazione, è una questione oggi molto dibattuta nel nostro Paese specie con riferimento a particolari zone dell'Italia Meridionale.

Si concorda ormai nel ritenere che il problema della desertificazione, pur se osservato e studiato da tempo, sia balzato con tutta la sua drammaticità ai primi posti dell'attenzione pubblica in seguito alla siccità che colpì la regione del Sudan-Sahel verso la fine degli anni '60. La risoluzione n. 3337 del 1974 delle Nazioni Unite e la Conferenza delle Nazioni Unite sulla Desertificazione, che si tenne a Nairobi (Kenya) nell'estate del 1977, sancirono definitivamente l'interesse internazionale sulla questione "desertificazione" e la necessità di interventi per prevenire e mitigare tale fenomeno. La conferenza di Nairobi fu anche l'occasione perché scienziati, esperti del settore, politici, ecc. potessero confrontare le loro diverse competenze e avviassero altresì una discussione su cosa intendere per desertificazione, che fu definita come: "... la diminuzione o la distruzione del potenziale biologico del territorio che può condurre a situazioni desertiche. E' un aspetto del degrado degli ecosistemi in seguito alla diminuzione consistente del loro potenziale biologico ...".

La diminuzione della capacità di un territorio a raggiungere una determinata produzione, per una certa utilizzazione e per un'assegnata metodologia produttiva, è stato definito dall'UNEP (1994) come degrado del territorio che può

rappresentare, ad esempio negli ambienti a clima secco/sub-umido, il primo stadio verso il processo di desertificazione. Il concetto di degrado deve quindi più correttamente essere applicato nei casi in cui sia possibile individuare idonee soluzioni per ricostituire le condizioni originali del territorio. La desertificazione, invece, rappresenta a rigore un processo irreversibile. I fenomeni di intenso degrado del territorio e di desertificazione sono dunque molto complessi e coinvolgono non solo processi prettamente fisici (processi idrologici, dinamica del suolo e della vegetazione, clima), ma chiamano in gioco problematiche socio-culturali e possono essere influenzati da scelte politiche e di mercato. La complessità del problema già traspare osservando come siano mutate nel tempo le diverse definizioni di desertificazione: dalla definizione prima citata data al Congresso di Nairobi del 1977, più strettamente legata all'espansione delle aree desertiche, si è passati a quelle proposte dalla FAO/UNEP nel 1984 e dall'UNEP nel 1991, per giungere a riconoscere nell'intervento dell'uomo e nella natura medesima le principali cause di innesco dei processi di intenso degrado che affliggono alcune zone del nostro pianeta. Infatti, nel 1994 l'UNEP suggerisce di considerare la desertificazione come "il degrado delle terre in aree aride, semiaride e sub-umide secche, derivante da diversi fattori, comprese le variazioni climatiche e l'impatto antropico".

La valutazione dell'impatto di differenti strategie di gestione del territorio e di articolate pratiche agricole sul fenomeno di erosione del suolo, riveste dunque grande rilevanza per la ricerca di soluzioni di molti problemi ambientali e di conservazione del suolo. Pertanto, lo sviluppo e la messa a punto di tecniche che consentono la descrizione dei principali processi del ciclo idrologico rappresentano un importante strumento per identificare i problemi, per guidare le scelte degli agricoltori e per stabilire le più appropriate pratiche di controllo in relazione a prefissati gradi di erosione tollerabile. Problemi ambientali legati ai fenomeni di intenso degrado del territorio e di desertificazione, alla perdita di biodiversità e al movimento di sostanze inquinanti nel terreno sono di grande interesse per la collettività. Per l'analisi di queste problematiche di recente sono stati proposti modelli sviluppati focalizzando l'attenzione principalmente sulla descrizione matematica dei più significativi processi che sviluppano nel sistema in esame e delle sue caratteristiche strutturali (v. Romano & Santini, 2002, per una rassegna critica).

1.3. L'analisi quantitativa dei problemi

1.3.1. Monitoraggio dei processi

Con il termine “monitoraggio” dei sistemi naturali può in generale intendersi la misura di grandezze ambientali in un certo dominio e in un assegnato periodo di tempo in modo da descrivere e quantificare alcuni aspetti dello stato delle risorse del sistema o della loro evoluzione spazio-temporale.

Il rilievo di variabili e di dati caratteristici in un ecosistema può servire, fra l'altro, per individuare variazioni ambientali di breve, medio o lungo periodo, per valutare gli impatti che tali variazioni possono esercitare sull'ambiente in osservazione e per fornire agli enti gestori del territorio le informazioni necessarie ad eventuali correttivi nelle scelte di politica ambientale. Senza l'utilizzo e il contributo di adeguati strumenti di analisi, una fase decisionale non può certamente considerarsi una buona politica di gestione del sistema e di pianificazione di tutte quelle attività antropiche che in esso hanno luogo e si sviluppano.

Tuttavia, il monitoraggio non deve essere inteso come un mero esercizio statico, bensì raccoglie un insieme di procedure dinamiche, fra loro anche interconnesse, che devono fornire risposte ad alcune questioni fondamentali, di cui di seguito se ne elencano le principali e più legate all'argomento di questa Tesi di Dottorato:

- *le osservazioni*: si pongono certamente questioni legate alle variabili da monitorare e dei metodi di misura più opportuni da utilizzare, anche in relazione alle competenze dei tecnici e alle disponibilità finanziarie;
- *l'identificazione di aspetti caratteristici*: sorge sovente il dilemma se rilevare quante più grandezze del sistema in esame, oppure effettuare monitoraggi solo di quelle variabili più esplicative del processo da descrivere (nell'ipotesi di potere ovviamente disporre di idonee esperienze pregresse);
- *le scale spaziali e temporali*: le tecniche di misurazione delle principali variabili di stato del sistema dipendono in modo marcato dalla scala spaziale di osservazione, ma sono anche affette dalle dinamiche temporali;
- *l'elaborazione dei dati raccolti*: questa fase coinvolge principalmente la calibrazione dei dati, l'identificazione di relazioni fisiche o fisico-empiriche per passare dalle misurazioni alla quantificazione delle variabili obiettivo, e lo sviluppo di idonee procedure di analisi dei dati misurati;

- *l'analisi dei risultati*: si esplica nella verifica e validazione dei risultati sperimentali rispetto ad obiettivi prefissati; ad esempio nel confronto di una tipologia di misura proposta rispetto alle tecniche più convenzionali e consolidate.

La pianificazione della strategia di misurazione è spesso focalizzata sulle attività di campo in funzione dell'obiettivo del progetto di monitoraggio e dei costi, ma deve anche tenere conto di limitazioni logistiche. Le modalità di monitoraggio sono basate essenzialmente sulle informazioni pertinenti all'acquisizione, alla registrazione temporale e all'elaborazione dei dati di misura (Domburg et al., 1994).

In via puramente schematica, la scala di osservazione di un fenomeno fisico può essere convenientemente descritta ricorrendo alle seguenti tre grandezze:

- la scala di aggregazione spazio-temporale delle osservazioni;
- la distanza fra due osservazioni successive;
- l'estensione spazio-temporale delle osservazioni.

Un esempio, sintetizzato dalla terminologia proposta da Blöschl & Sivapalan (1995), è quello in cui si esegue il monitoraggio dell'umidità dell'orizzonte più superficiale del suolo con la tecnica della riflettometria nel dominio del tempo (*Time Domain Reflectometry*, TDR) in cui il volume di suolo interessato dalla misura ha dimensione caratteristica lineare, connessa alla lunghezza delle guide d'onda della sonda TDR, circa pari a 15-20 cm (*support*), mentre la distanza di campionamento è di 25 m (*spacing*) per un allineamento in un versante lungo 2 km (*extent*) (v. figura 1.1).

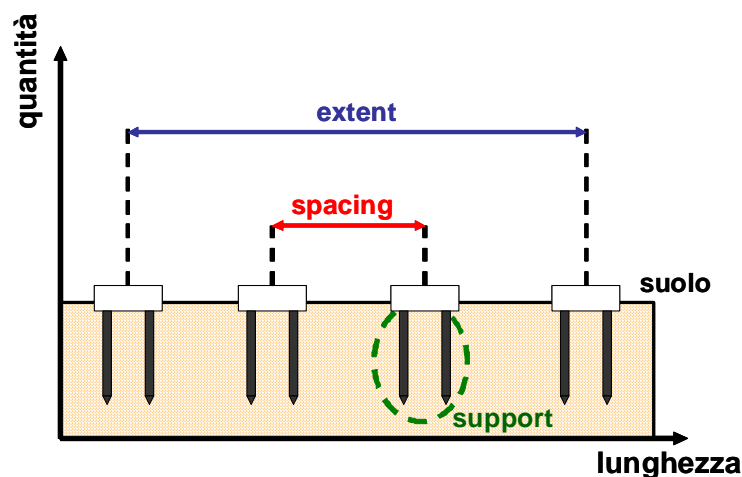


Figura 1.1 – Esempio di monitoraggio del contenuto d'acqua del suolo

1.3.2. Modelli di simulazione

Per fornire adeguate risposte a problematiche ambientali, negli ultimi anni sono state sviluppate e messe a punto idonee metodologie per il controllo e la schematizzazione dei principali processi fisici che evolvono in un sistema naturale in osservazione.

Nel settore dell'Idrologia del Suolo applicata all'irrigazione, ad esempio, sono stati sviluppati modelli matematici che contribuiscono a migliorare l'efficienza dell'irrigazione attraverso una corretta valutazione dei consumi idrici delle colture e delle modalità di intervento, ma che richiedono una gran quantità di informazioni per essere applicati su aree di notevole estensione, caratterizzate di solito da un'ampia variabilità delle tipologie colturali e di suolo. Tale esigenza ha incoraggiato l'acquisizione di dati telerilevati con il sostegno di Sistemi di Informazione Geografica (GIS) che rendono possibile la gestione e la successiva elaborazione di una notevole mole di dati (D'Urso et al., 1999).

Per quel che riguarda i fenomeni di degrado del suolo, invece, per valutazioni quantitative sulla vulnerabilità dei suoli all'erosione idrica superficiale o circa l'impatto esercitato su tale fenomeno da differenti strategie di gestione del territorio e articolate pratiche agricole, si possono adottare approcci differenti (van der Knijff et al., 2002). Sono state proposte relazioni analitiche essenzialmente empiriche, sviluppate con il principale obiettivo di individuare le variabili maggiormente esplicative del fenomeno, grazie anche alla disponibilità di un gran numero di dati osservati in zone alquanto differenti fra loro. Il più noto esempio di questa categoria di modelli è l'equazione USLE proposta da Wischmeier & Smith (1978), che si basa su un ampio archivio di dati rilevati nelle zone centro-orientali degli Stati Uniti, in parcelle di campo lunghe 22 m, ma con diverse pendenze e caratterizzate da diversi suoli sottoposti a varie pratiche colturali. Molti dati si riferiscono a piogge naturali, ma sono state anche utilizzate misure ottenute con simulatori di pioggia. Tuttavia, la validità delle stime offerte da questi modelli dipende in modo marcato dai dati utilizzati per la loro formulazione e dalle tecniche matematico-statistiche adoperate nella fase di elaborazione delle informazioni rilevate. Per il forte legame esistente fra i coefficienti di queste relazioni empiriche e la zona in cui sono state eseguite le misure, la loro estrapolazione ad altre realtà è difficile, se non dopo numerose e costose verifiche e appropriate modifiche. Inoltre, la struttura semplice di

relazioni come l'USLE, o le sue più recenti revisioni (Renard et al., 1997; Mitas and Mitasova, 1998), non consente interpretazioni fisiche nemmeno per i principali, ma complessi, processi idrologici ed erosivi che si verificano a differenti scale in una zona di interesse.

Nel tentativo di superare queste difficoltà, si stanno sviluppando modelli che, pur con diverso livello di complessità, focalizzano maggiormente l'attenzione sulla descrizione fisico-matematica dei processi che evolvono nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera e tengono conto delle sue caratteristiche strutturali con una idonea parametrizzazione (Ewen et al., 2000). Questo tipo di modelli, opportunamente messi a punto, può essere impiegato per analizzare l'impatto delle attività antropiche non solo sui processi erosivi, ma in generale sul ciclo idrologico, sulla qualità e la gestione delle risorse idriche superficiali e sotterranee e sulla conservazione del suolo. Si tratta di modelli di tipo distribuito e modificati per migliorare l'interazione dinamica fra i singoli processi considerati in modo da consentire anche applicazioni a scale spazio-temporali ampie (Romano et al., 2005).

Per ottenere previsioni attendibili e rispondenti all'ambiente in esame è necessario fornire ai modelli di simulazione una adeguata quantità di dati di buona qualità. Ciò ha favorito lo sviluppo e messa a punto di idonee tecniche per la parametrizzazione di tali tipi di modelli, anche sfruttando al meglio le possibilità offerte di recente dai modelli orografici digitali (DTM) e dalle tecniche di *remote sensing*. Un aspetto fondamentale della gestione del territorio al fine di valorizzare le risorse idriche e in tal senso prevenire le problematiche sopra citate è dato dalla necessità di prevedere in termini quantitativi i principali processi idrologici attraverso l'utilizzo di modelli. Per l'analisi dei fenomeni idrologici che hanno luogo nel suolo sono stati proposti modelli che si fondano sulla descrizione matematica accurata dei più significativi processi fisici. Le grandezze che descrivono la distribuzione spaziale e temporale del fenomeno fisico si definiscono variabili di stato, le caratteristiche fisiche intrinseche del modello si definiscono parametri. Queste informazioni matematiche individuano l'insieme delle variabili del sistema.

Per valutare i modelli come strumenti di previsione, Iverson (2003) ha suggerito di distinguere fra previsione fenomenologica e quella cronologica. La visione tradizionale della scienza è senz'altro fenomenologica, ovvero legata allo studio e alla comprensione del fenomeno fisico: ad esempio la famosa equazione

di Einstein dell'equivalenza fra energia e massa. Nel caso di fenomeni fisici regolarmente ciclici, che coinvolgono dissipazioni di energia trascurabili, la cronologia può sostituire la fenomenologia. Tuttavia, molti fenomeni naturali sono fortemente non lineari, dissipativi e dipendenti da condizioni antecedenti. Nonostante ciò, i modellisti focalizzano maggiormente i loro sforzi sulla previsione di eventi cronologici, come i cambiamenti climatici o l'evoluzione dei terremoti. Buone previsioni fenomenologiche consentono di anticipare i risultati di specifici eventi naturali, anche se l'esatta sequenza temporale non può essere stimata con molta accuratezza. Una previsione fenomenologica assume che se una particolare condizione esiste, allora un altro evento accade come diretta conseguenza.

Secondo una classificazione proposta da Addiscott e Wagenet (1985), i modelli idrologici possono distinguersi in “modelli deterministici” e “modelli stocastici” (Loague and Corwin, 2005; Beven 2001). I primi assumono che un sistema o un processo operi in modo tale che un certo insieme di eventi conduca ad un unico risultato, mentre i modelli stocastici considerano il grado di incertezza legata al risultato attraverso la distribuzione di probabilità sia delle variabili in ingresso sia delle previsioni (dati in uscita). I modelli deterministici non tengono quindi conto delle incertezze e a loro volta possono distinguersi in modelli funzionali (concettuali- empirici nel diagramma di Hoosbeek and Bryant (1992) riportato in figura 1.2) e in modelli meccanicistici o fisicamente-basati (Silberstein, 2006).

I modelli meccanicistici si fondano su soluzioni analitiche o numeriche di equazioni differenziali alle derivate parziali che governano i principali processi idrici che evolvono nel sistema in osservazione. I modelli funzionali, invece, tendono a semplificare i diversi processi idrologici in gioco senza considerare i fondamenti fisici e rappresentano il dominio di interesse come una singola entità simulando i flussi e le variabili di stato come un unico insieme.

E' tuttora in corso una considerevole discussione in letteratura circa i vantaggi e le limitazioni che derivano dall'utilizzo dei modelli fisicamente basati e i modelli concettuali per la previsione della risposta idrologica alle diverse scale di osservazione. Nella figura 1.2, il crescere del valore dell'indice i rispetto all'origine rappresenta un aumento della scala di evoluzione dei fenomeni che si intendono descrivere: i rappresenta la scala di pedon, $i+1$ la scala di campo, $i+2$ l'unità isopedologica, $i+3$ è la scala di bacino idrografico, $i+4$ la scala regionale, $i+5$ la scala continentale, $i+6$ la scala planetaria; viceversa, $i-1$ indica l'orizzonte pedologico, $i-2$ il livello strutturale, $i-3$ la struttura di base, $i-4$ l'interazione

molecolare.

La scelta del modello per la soluzione di un particolare problema non è sempre semplice ed è inevitabilmente condizionata da vincoli economici, dalla variazione della scala a cui le simulazioni di bilancio idrico sono effettuate, dalle preferenze e dalle esperienze personali, oltre che dal rigore scientifico che si vuole perseguire. I pro e i contro di questi due tipi principali di modello idrologico sono stati descritti in dettaglio in numerosi articoli (Beven, 1989; Grayson et al., 1992; Feddes et al., 1993; Addiscott and Mirza, 1998).

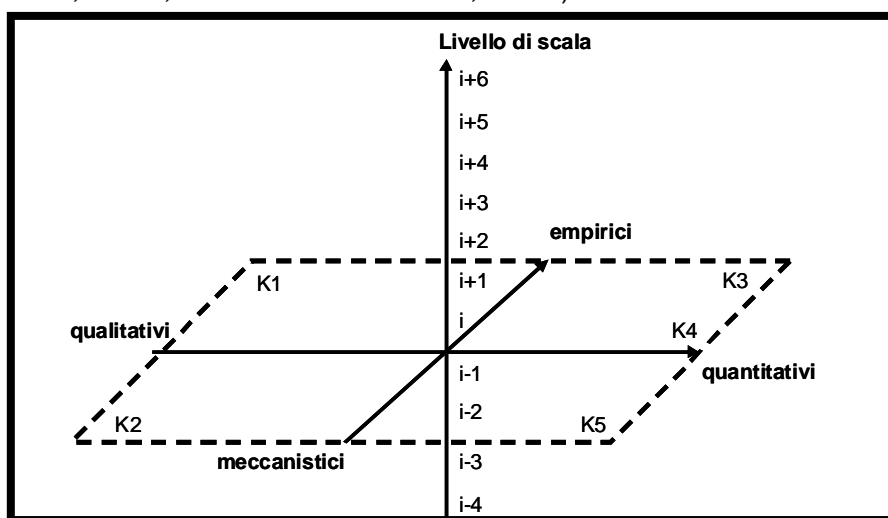


Figura 1.2 – Diagramma di relazione fra diversi tipi di modelli idrologici (da Hoosbeek and Bryant, 1992).

Questo dibattito ha contribuito notevolmente ad identificare le differenze chiave tra i modelli ed attribuire ad essi specifiche problematiche nel loro utilizzo pratico. Al più basso livello di complessità fisica c'è il semplice modello funzionale (concettuale) “bucket” (K1 in figura 1.2), proposto da Manabe (1969) e presentato da Boughton (1995). Questo tipo di modello idrologico è utile soprattutto per previsioni a larga scala, allorquando la disponibilità di una serie molto limitata di dati e parametri, nonché i limiti nella comprensione di tutti i fattori e processi che influenzano le dinamiche dell'acqua non consentono l'applicazione di modelli più complessi. In questo caso il suolo è in genere rappresentato da un orizzonte unico che funge da serbatoio. Il principio si basa sulla capacità del suolo di immagazzinare e di rilasciare acqua.

Il modello capacitivo proposto da Manabe (1969) è ancora ampiamente utilizzato, ma presenta una serie di problemi principalmente legati ad una rappresentazione troppo semplificata del comportamento della vegetazione e delle relazioni per stimare i flussi di evapotraspirazione potenziale. Tuttavia, poiché

questo concetto modellistico semplificato è stato migliorato di recente, in realtà non si può sempre concludere che il modello capacitivo sia inadeguato rispetto all'impiego di filosofie modellistiche più sofisticate (Milly, 1992 & 1994; Guswa et al., 2002; Farmer et al., 2003).

Negli ultimi anni gli elaboratori elettronici si sono sviluppati in maniera tale da permettere l'utilizzo di modelli idrologici meccanicistici (K2 in figura 1.2) o empirici (K3 in figura 1.2) più sofisticati e comunemente denominati modelli distribuiti. Tali modelli dividono il bacino in diverse celle elementari all'interno delle quali possono essere considerati costanti e noti le proprietà pedologiche, geomorfologiche e le condizioni di umidità del terreno. Rappresentando attraverso opportune equazioni i vari fenomeni idrologici che avvengono in ciascuna di tali celle e le modalità di interazione fra celle adiacenti (scambi), si perviene alla determinazione del bilancio idrologico in un bacino idrografico.

I modelli meccanicistici più complicati (K4 e K5 in figura 1.2) richiedono più parametri che vengono assegnati indipendentemente a priori in base alle caratteristiche rilevanti del modello. Inoltre il flusso idrico viene considerato mono- o bi-dimensionale continuo fra i vari orizzonti del profilo di suolo e soprattutto i processi idrologici impiegati nella modellazione vengono simulati ad un maggior livello di dettaglio. L'equazione di Richards (Richards, 1931) è la relazione più comunemente accettata per studi di dettaglio riguardo il movimento idrico verticale (Ross, 1990a). Le soluzioni analitiche dell'equazione di Richards non sono possibili per simulazioni dinamiche di campo, quindi la maggior parte dei modelli si basa sulle soluzioni numeriche (metodi delle differenze finite o degli elementi finiti) (Ranatunga, 2008).

1.3.3. Dati e modelli

Quanto maggiore è la complessità di un modello (idrologico, nel caso trattato in questa Tesi di Dottorato), tanto maggiore sarà la necessità di reperire una grande quantità di dati di elevata qualità, necessari alla sua calibrazione e alla successiva importante fase di validazione (Refsgaard & Henriksen, 2004).

Le tecnologie disponibili per il rilievo dei dati necessari ad un modello sono sempre in continuo miglioramento e sia nel mondo della ricerca sia in quello della gestione e pianificazione vi è oggi la possibilità di misurare un buon numero di variabili e parametri con maggiore accuratezza e precisione. Inoltre, queste

informazioni possono essere immagazzinate in banche-dati per poi essere utilizzate in modo efficace per mettere a punto relazioni funzionali e modelli applicabili anche in zone con caratteristiche ambientali alquanto differenti fra loro. Tuttavia, spesso si riscontra l'utilizzo di relazioni funzionali, specie di quelle a carattere più empirico, ben al di fuori dei loro limiti di validità.

Nel caso delle misure di grandezze idrauliche e idrologiche, la procedura per acquisire informazioni a larga scala è spesso onerosa in termini sia di tempi impiegati sia dei costi di esercizio, e richiede personale altamente qualificato nelle diverse fasi di campionamento, misura ed elaborazione dei dati rilevati. Queste ulteriori problematiche hanno spinto molti ricercatori ad acquisire informazioni sulle proprietà idrauliche del suolo da dati di campo più facilmente reperibili, utilizzando modelli di previsione statistici o fisicamente basati. Tale tipologia di dati rappresentano in ogni modo una integrazione a quelli raccolti in maniera tradizionale ai quali negli ultimi anni si aggiungono anche dati cosiddetti *remote sense*, che derivano da immagini satellitari e sono indici ad esempio di temperatura superficiale, copertura vegetale del suolo o di contenuto d'acqua superficiale nel suolo.

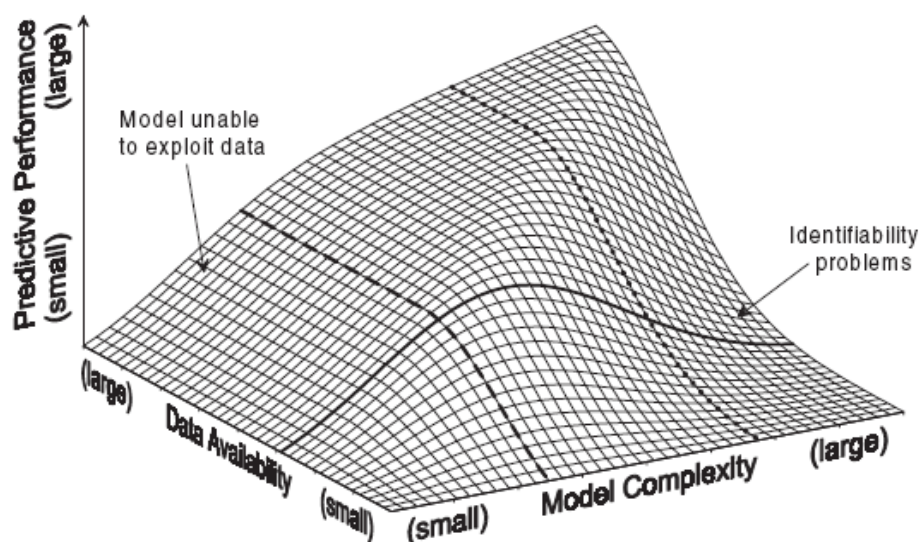


Figura 1.3 – Relazione schematica fra complessità di un modello, disponibilità di dati e capacità di previsione del modello medesimo (da Grayson and Blösch, 2000)

La figura 1.3 illustra un legame concettuale fra la complessità di un modello, la disponibilità di dati e le prestazioni offerte dal modello medesimo in termini di previsione. In questo diagramma, la disponibilità di dati tiene conto delle informazioni disponibili sia in termini quantitativi che qualitativi mentre,

sull'altro asse, la complessità del modello tiene conto del fatto che i modelli più complessi simulano un maggior numero di processi e ovviamente richiedono più parametri. La comprensione del digramma è abbastanza immediata. Ad esempio, fissata una certa disponibilità di dati, ossia se si segue l'andamento della linea continua lungo la superficie, è evidente solo modelli con un certo grado di complessità saranno in grado di sfruttare al meglio tali informazioni e quindi fornire le migliori prestazioni possibili con i dati a disposizione; un modello molto complesso e che prevede la descrizione di un gran numero di processi, richiede molti più dati di quelli disponibili e quindi rischia di fornire previsioni poco attendibili. Un modello semplificato dei processi in gioco, invece, fornisce prestazioni ottimali per un assegnato campo di dati in ingresso, mentre all'aumentare dei dati disponibili (come si evince seguendo la linea tratteggiata di Figura 1.3) il modello non è in grado di sfruttare tale mole di dati. Il significato delle situazioni che si possono presentare seguendo la linea punteggiata, infine, è abbastanza evidente e non merita ulteriori commenti. Un concetto chiaro dall'esame di tale diagramma è che non è utile aggiungere complessità ad una schematizzazione modellistica quando non vi sono dati a sufficienza per la calibrazione e la validazione del modello (Grayson & Blöschl, 2000; Silberstein, 2006).

L'eterogeneità del suolo comporta una difficoltà aggiuntiva poiché questi modelli considerano parametri che variano significativamente nel dominio spaziale. Le eterogeneità che non sono risolte dalle misurazioni del parametro possono causare distorsioni nella verifica di previsione poiché risulta difficile distinguere gli effetti dell'incertezza del parametro da quelli errati del modello. Per tale motivo l'applicazione di modelli di bilancio idrologico a larga scala (scala di versante o di bacino idrografico) richiedono un elevato numero di dati misurati (modelli quantitativi) altrimenti si pone molta importanza alla tipologia del processo (modelli qualitativi).

Pertanto, la scelta del modello idrologico deve essenzialmente essere guidata dagli obiettivi dell'indagine, dai dati a disposizione, dalla scala spazio-temporale di interesse e dal grado di accuratezza che si vuole perseguire (Booltink et al., 2001). Da non sottovalutare, inoltre, il ruolo fondamentale che gioca il livello di incertezza associato al risultato di una previsione modellistica, ossia il grado di indeterminazione con il quale il modello ha ottenuto il risultato finale (Loague and Corwin, 2005; Pappenberger and Beven, 2006).

Esistono tre principali sorgenti di errori nel modello: i) l'errore legato alla struttura del modello; ii) l'errore che deriva dai dati in ingresso; iii) l'errore del parametro. Il primo tipo di errore deriva dalla incapacità del modello di simulare un processo nella sua interezza, anche con i dati in ingresso e parametri corretti. L'errore dei dati in ingresso è legato al fatto che una qualsiasi misurazione è sempre affetta da errori casuali e può anche essere influenzata dalla presenza di errori sistematici, come pure, ad esempio, da scelte inappropriate di campionamento. Infine, per l'ultima tipologia di errore si distinguono due casi: uno in cui si utilizzino modelli che necessitano di calibrazione, per cui i risultati dei parametri ottenuti risultano fortemente interdipendenti e non unici. Per modelli meccanicistici, la sorgente di errore nasce qualora in grandi aree non si hanno sufficienti misurazioni. L'aggregazione di queste tre tipologie di errore fornisce l'errore totale (o di simulazione del modello).

Esistono tre tecniche principali per analizzare il grado di incertezza (Loague and Corwin, 1996 and 2005):

- analisi del primo ordine: è una tecnica semplificata per quantificare la propagazione dell'incertezza a partire dai dati di input fino al risultato di previsione del modello;
- analisi di sensibilità (*sensitivity*): è utilizzata per valutare l'impatto della variazione di un singolo fattore sul risultato finale del modello;
- analisi Monte Carlo: è una tecnica stocastica per caratterizzare l'incertezza nel caso di simulazioni modellistiche per risposte idrologiche complesse. Tale metodologia considera ciascun parametro di input del modello come una variabile casuale con una propria funzione di densità di probabilità (*probability density function*, PDF). Le simulazioni Monte Carlo sono basate su un largo numero di possibili realizzazioni del parametro di input e quindi la stima della risposta idrologica media simulata viene associata al corrispondente grado di incertezza del parametro di input.

1.3.4. Prospettive di ricerca nel settore

Gli ostacoli più significativi al progresso tecnico-scientifico sulle tematiche in discussione in questa Tesi di Dottorato risiedono principalmente nel fatto che la dinamica dell'acqua negli ecosistemi è regolata da processi che non solo sono fortemente non lineari e interagiscono fra loro in modo alquanto articolato, ma

sono altresì caratterizzati da una notevole variabilità spaziale e temporale.

Queste difficoltà hanno favorito lo sviluppo di modelli matematici sempre più sofisticati e aderenti ai fenomeni reali che, con l'ausilio di elaboratori numerici potenti e facilmente disponibili, consentono in molti casi di pervenire a valutazioni quantitative anche in presenza di sistemi complessi e di non facile studio. Ad esempio, si stanno sempre più diffondendo modelli idrologici distribuiti che schematizzano il dominio di interesse mediante un insieme finito di elementi unitari, ai quali applicare leggi fisiche che regolano il trasferimento idrico nel sistema SVA (ad esempio, adoperano l'equazione di Richards per descrivere il movimento dell'acqua nel suolo e l'equazione di Penman-Monteith per la stima dei flussi di evapotraspirazione). Tali modelli, che hanno avuto numerose conferme sperimentali alla scala di laboratorio e di parcella, sono di grande utilità per valutare l'effettiva influenza dei diversi processi sulla distribuzione dell'acqua nel suolo, nella vegetazione e nell'atmosfera e costituiscono un efficace strumento di analisi per descrivere il fenomeno in studio in situazioni, ambienti e climi differenti, contribuendo a ridurre il numero delle indagini sperimentali (Santini, 2007).

Anche se sono stati sviluppati numerosi modelli in grado di descrivere con maggiore dettaglio gli scambi energetici e di massa fra i diversi elementi di un ecosistema (Abbott et al., 1986; Beven et al., 1987; Paniconi & Wood, 1993; Wigmosta et al., 1994), restano tuttavia ancora irrisolti alcuni problemi sia concettuali sia legati alla loro applicabilità a situazioni di pratico interesse (Grayson et al., 1992 & 1994). Per una adeguata messa a punto dei modelli distribuiti si dovrebbe disporre di serie dei flussi di massa e delle condizioni di stato del sistema suolo-vegetazione non solo per un discreto arco temporale, ma soprattutto in modo sufficientemente distribuito nello spazio. L'impiego dei modelli distribuiti è sovente limitato da un'eccessiva parametrizzazione, con possibili problemi di non unicità della soluzione e incertezza delle previsioni, e con la conseguente necessità di dovere adottare una estrema cautela nel trasferire i risultati delle simulazioni ad utenti finali o tecnici specialisti, in particolare agli enti gestori che devono definire la programmazione degli interventi a difesa degli ecosistemi. E' inoltre importante osservare che l'efficacia dell'approccio modellistico distribuito dipende proprio dal modo con cui si affrontano le questioni di variabilità spaziale e da una corretta schematizzazione dei fattori che regolano le variazioni spaziali dei parametri di ingresso del

modello.

E' stato mostrato che i processi di moto e trasporto nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera (SVA) dipendono dalla scala di osservazione e dunque per la loro descrizione è richiesta una parametrizzazione che dipende anch'essa dalla particolare scala di interesse (Vogel & Roth, 2003). Dooge (1997) ha discusso questioni circa la dipendenza dalla scala dei processi di moto dell'acqua nei mezzi porosi e ha avanzato l'idea che le ben note equazioni di Navier-Stokes o di Darcy possono ritenersi applicabili soltanto per ben fissate scale spaziali. Merz & Plate (1997) hanno evidenziato le difficoltà insite nell'utilizzo del concetto di parametro equivalente ad una certa scala allorché si intendono simulare processi che dipendono in modo marcato dalla scala di osservazione, mentre è stato anche mostrato che le informazioni sull'eventuale organizzazione spaziale del contenuto d'acqua superficiale e dei parametri idraulici del suolo contribuiscono a migliorare la rispondenza dei modelli di bilancio idrico (Western et al., 1999). Anche per questi motivi, gli enti gestori del territorio o i soggetti chiamati ad assumere decisioni politiche hanno difficoltà nel trasferire i risultati della ricerca scientifica in decisioni operative che contemplino scelte differenti e compromessi fra diverse esigenze di gestione.

La maggior parte degli sforzi a carattere sperimentale compiuti negli ultimi decenni per descrivere i processi di moto e trasporto alla scala di campo hanno confermato che l'eterogeneità del suolo è un fattore che controlla il movimento dell'acqua alla scala maggiore nel sistema SVA e limita le concrete applicazioni di un approccio deterministico per simulare tali processi. Sono stati allora proposti approcci alternativi di tipo stocastico che si fondano sul concetto delle colonne indipendenti, su tecniche di similitudine oppure analisi tipo Monte Carlo (Dagan & Bresler, 1979; Salvucci, 2001). Sia gli approcci modellistici deterministici sia quelli di tipo stocastico hanno limitazioni essenzialmente legate alla grande quantità di dati necessari per caratterizzare i processi che evolvono per scale spaziali crescenti (dalla scala del campione non rimaneggiato di suolo o di campo a quella di comprensorio irriguo o di un intero bacino idrografico). I problemi di scala non sono certo una novità nelle scienze idrologiche, anche se oggi c'è una maggiore consapevolezza che le questioni legate ai passaggi di scala stanno diventando il nodo centrale di molti problemi di ecoidrologia e insorgono essenzialmente perché processi differenti possono rivelarsi quelli predominanti a scale spaziali e temporali diverse. Sono ancora modeste le informazioni

disponibili sulle relazioni che legano fra loro i momenti statistici dei parametri alle diverse scale, come pure sulla loro dipendenza dalle condizioni iniziali e al contorno del dominio del moto (Viney & Sivapalan, 2004; Zehe & Blöschl, 2004).

Una domanda a cui non si è data ancora idonea risposta è quella legata al modo con cui le informazioni sulle variabili di ingresso raccolte alla scala locale possano essere adeguatamente trasferite ad una scala maggiore. Gli sforzi che attualmente si compiono per applicare i modelli distribuiti a larga scala sono sovente ostacolati da una non sufficientemente definizione, alle scale spazio-temporali maggiori, della variabilità spaziale locale caratteristica delle proprietà idrauliche degli orizzonti più superficiali del suolo (Loague & Kyriakidis, 1997; Hansen & Jones, 2000). Seyfried & Wilcox (1995), invece, sostengono che all'aumentare della scala di interesse si introducono nuove sorgenti di variabilità i cui effetti sulla determinazione della risposta idrologica del sistema possono inglobare quelli che già si manifestano alle scale minori. Le questioni di scala sono intimamente connesse sia con la variabilità spazio-temporale dei parametri fisici del sistema sia con le incertezze sempre insite in qualsiasi misura, e rappresentano una delle maggiori fonti di limitazioni nelle valutazioni quantitative sui flussi nei diversi modelli di bilancio idrico. Ad esempio, le previsioni circa i processi di infiltrazione e ridistribuzione dell'acqua in un profilo di suolo richiedono la conoscenza accurata delle proprietà idrauliche del mezzo poroso e che sono misurate con tecniche diverse ma alla scala locale. Pertanto, un'altra questione importante e che richiede particolare attenzione è la giusta definizione della variabilità alla scala locale, di cui poi è necessario tenere conto per simulare i processi che evolvono nel sistema SVA alle scale maggiori.

E' necessario sviluppare tecniche innovative che consentano di determinare in maniera sintetica gli effetti climatici e pedologici sul bilancio idrologico dei suoli e sulle dinamiche della vegetazione, mentre le tecniche per l'analisi temporale delle dinamiche idrologiche devono affiancarsi con quelle che consentono una descrizione efficiente delle variabilità spaziali. I tradizionali metodi di misura delle proprietà idrauliche dei suoli sono troppo onerosi, se non addirittura improponibili, alla scala di comprensorio irriguo o di un bacino idrografico e la strategia da seguire sembra essere quella di investire maggiori risorse per la messa a punto di metodiche che utilizzino tecniche efficienti per la parametrizzazione idrologica del sistema in osservazione. In tale ambito, buoni risultati sono stati di recente ottenuti mediante le cosiddette funzioni di

trasferimento pedologico (*pedotransfer functions*, PTF) che consentono di caratterizzare la risposta idrologica dei suoli senza l'esecuzione di specifiche prove idrauliche in campo o in laboratorio. Tali tecniche devono però essere verificate su aree più vaste e integrate con tecniche di analisi digitale della topografia per la identificazione a scala di bacino di aree omogenee. La topografia, infatti, esercita un ruolo importante sui processi idrologici, geomorfologici, pedogenetici e biologici e costituisce l'informazione di base anche per l'implementazione dei modelli idrologici distribuiti (Moore et al., 1991).

1.4. Obiettivi della Tesi di Dottorato

In considerazione di quanto discusso nelle parti precedenti e al paragrafo 1.3.3, obiettivo generale di questo studio è lo sviluppo di tecniche innovative per una idonea descrizione dei processi idrologici che sottendono le dinamiche spaziali e temporali del sistema suolo-vegetazione-atmosfera (SVA) su scale territoriali ampie, utili alla previsione del bilancio idrologico e dei rischi di degrado ambientale in un ecosistema mediterraneo.

In particolare, si è affrontato il problema della caratterizzazione idraulica dei suoli con una visione più ampia che tenga conto non solo dalle prove idrauliche eseguite su campioni di suolo per determinare i legami fra il contenuto d'acqua in volume θ , il potenziale matriciale h e la conducibilità idraulica K , le cosiddette funzioni di ritenzione idrica $\theta(h)$ e di conducibilità idraulica $K(\theta)$, ma anche dalla individuazione della variabilità spaziale che tali funzioni idrauliche sempre mostrano nel dominio interessato dal moto dell'acqua.

I tradizionali metodi di misura diretti delle proprietà di ritenzione idrica $\theta(h)$ e conducibilità idraulica $K(\theta)$ dei suoli possono risultare troppo onerosi, se non addirittura improponibili, già quando la caratterizzazione idraulica interessa aree di una certa estensione (ad esempio, un versante o anche un piccolo bacino idrografico), anche se di recente sono stati compiuti notevoli sforzi per mettere a punto metodiche in grado di rendere più spedite le procedure sperimentali senza ridurre in modo significativo l'accuratezza dei risultati conseguiti. Per le scale territoriali ampie, sorge in ogni caso la necessità di utilizzare metodologie non molto complesse ma efficienti e che, al contempo, forniscano valutazioni sufficientemente accurate anche sui caratteri di variabilità spaziale e siano tali da non indurre notevoli distorsioni nella stima del valore medio, o del cosiddetto

“valore equivalente”, assunto dai parametri idraulici alla scala della griglia numerica di simulazione adottata.

Pertanto, obiettivi specifici di questa Tesi di Dottorato sono:

- esaminare la possibilità di migliorare una tecnica di stima delle proprietà idrauliche del suolo che, seppure di tipo semplificato, sia basata su considerazioni fisiche circa la natura delle caratteristiche del suolo che maggiormente influenzano la sua risposta idrologica;
- tenere in giusto conto, nello sviluppo della tecnica, i caratteri di variabilità spaziale delle proprietà idrauliche in modo da giungere a risultati di interesse applicativo e consentire un impiego più esteso e rispondente dei modelli di simulazione idrologica;
- raccogliere una adeguata quantità di dati sulle proprietà fisico-chimiche e idrauliche dei suoli per mettere a punto la tecnica proposta e anche per consentirne la “validazione” utilizzando informazioni raccolte in una zona diversa da quella in cui sono stati prelevati suoli per la fase di calibrazione;
- verificare la tecnica proposta anche in termini “funzionali”, analizzando i risultati che si ottengono utilizzando dati misurati o derivati con la tecnica proposta in un modello di bilancio idrologico del suolo che simula la dinamica dell’acqua nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera mediante una soluzione numerica alle differenze finite dell’equazione di Richards.

Per la messa a punto della tecnica di stima proposta e l’implementazione del modello di bilancio idrologico, sono stati eseguiti campionamenti per la raccolta di campioni non rimaneggiati di suoli con differenti caratteristiche e sono state svolte intense campagne di monitoraggio in piccolo bacino sperimentale ricadente in una zona a clima sub-umido dell’Italia Meridionale.

1.5. Bibliografia

- Abbott, M.B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.R. Connell & J. Rasmussen, 1986. An introduction to the European Hydrological System – *Système Hydrologique Européen*, SHE, 2: Structure of a physically based distributed modelling system. *J. Hydrol.* 87:61-77.
- Addiscott, T.M., Wagenet R.J., 1985. Concepts of solute leaching in soils: a review of modelling approaches. *Journal of Soil Science.* 36: 411-424.
- Addiscott, T.M., Mirza N.A., 1998. Modelling contaminant transport at catchment or regional scale. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 67: 211-221.
- Beven, K.J., 1989. Changing ideas in hydrology: the case of physically-based models. *J. Hydrol.*, 105:157-172.

- Beven, K.J., 2001. Rainfall-Runoff Modelling: the Primer. John Wiley and Sons, Chichester, UK.
- Beven, K.J., A. Calver & E.M. Morris, 1987. The Institute of Hydrology Distributed Model. Institute of Hydrology, Report n. 8, Wallingford (UK), 33 p.
- Blöschl, G., Sivapalan M., 1995. Scale issues in hydrological modeling: A review, Hydrological processes. 9: 251-290.
- Bonell, M., 2002. Ecohydrology – A completely new idea? Discussion. Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques 47:809-810.
- Booltink, H.W.G., van Alphen B.J., Batchelor W.D., Paz J.O., Stoorvogel J.J., Vargas R., 2001. Tools for optimizing management of spatially variable fields Agricultural Systems 70: 445-476
- Boughton, W.C., 1995. An Australian water balance model for semiarid watersheds, In: Water Research and Management in Semiarid Environment, Proceedings of an international symposium, Tucson, Arizona, USA. 1e3 November, 1994.
- Ewen, J., Parkin, G., O'Connell, P.E., 2000. SHETRAN: Distributed river basin flow and transport modelling system. Am. Soc. Civ. Engrs., J. Hydrologic Engrg. 5:250-258.
- Dagan, G. & E. Bresler, 1979. Solute dispersion in unsaturated heterogeneous soil at field scale. I. Theory. Soil Sci. Soc. Am. J. 43:461-467.
- Domburg, P., de Gruijter J.J., Brus D. J., 1994. A structured approach to designing soil survey schemes with prediction of sampling error from variograms. Geoderma 62:151-164.
- Dooge, J.C.I. 1997. Scale issues in Hydrology. In "Reflections on Hydrology. Science and Practice" (N. Buras, ed.) pp. 85-143, American Geophysical Union.
- D'Urso, G., M. Menenti & A. Santini, 1999. Regional application of one-dimensional water flow models for irrigation management. Agric. Water Manage. 40:291-302.
- Farmer, D., M. Sivapalan & C. Jothityangkoon, 2003. Climate, soil, and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid landscapes: Downward approach to water balance analysis. Water Resour. Res., 39(2), 1035, doi:10.1029/2001WR000328.
- Grayson, R.B. & G. Blöschl, 2000. Spatial Modelling of Catchment Dynamics. In "Spatial Patterns in Catchment Hydrology - Observations and Modelling" (R.B. Grayson & G. Blöschl, eds.) pp. 51-81, Cambridge University Press, UK.
- Grayson, R.B., I.D. Moore & T.A. McMahon, 1992. Physically-based hydrologic modelling. 2. Is the concept realistic?. Water Resour. Res. 28:2659-2666.
- Grayson, R.B., I.D. Moore & T.A. McMahon, 1994. Reply to comment by Smith et al. on "Physically based hydrologic modelling: 2. Is the concept realistic?". Water Resour. Res. 30:855-856.
- Guswa, A.J., M.A. Celia & I. Rodriguez-Iturbe, 2002. Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: A comparative study. Water Resour. Res. 38, 1166, doi:10.1029/2001WR000826.
- Hansen, J.W. & J.W. Jones, 2000. Scaling-up crop models for climate variability applications. Agricultural Systems 65:43-72.
- Hoosbeek, M.R., Bryant, R., 1992. Towards the quantitative modeling of pedogenesis: a review. Geoderma 55, 183-210.
- Hunt, R.J. & Wilcox, D.A., 2003 Ecohydrology - why hydrologists should care. Ground Water 41:289.
- Iverson, R.M., 2003. How should mathematical models of geomorphic processes be judged?. American Geophysical Union. 135GM07.
- Kundzewicz, Z.W., 2002 Ecohydrology - seeking consensus on interpretation of the notion. J. Hydrol. Sci. 47:799.
- Loague, K., Corwin D.L., 1996. Uncertainty in regional-scale assessments of non-point source pollutants. In Applications of GIS to the Modeling of Non-Point Source Pollutants in the Vadose Zone, Corwin D.L. and Loague K. (Eds.), Special Publication 48, Soil Science Society of America: Madison, pp. 131-152.
- Loague, K. & P.C. Kyriakidis, 1997. Spatial and temporal variability in the R-5 infiltration data set: Deja vu and rainfall-runoff simulations. Water Resour. Res. 33:2883-2895.

- Loague, K., Corwin D.L., 2005. Point and NonPoint Source Pollution. *Encyclopedia of Hydrological Sciences* 1427-1439.
- Manabe, S. 1969. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.* 97:739-774.
- Merz, B., Plate E.J., 1997. An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff, *Water Resour. Res.* 33, 2909-2922.
- Milly, P.C.D. 1992. Potential evaporation and soil moisture in general circulation models. *J. Clim.* 5:209-226.
- Milly, P.C.D. 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resour. Res.* 30:2143-2156.
- Mitas, L., Mitsova H., 1998. Distributed erosion modeling for effective erosion prevention. *Water Resour. Res.* 34:505-516.
- Moore, I.D., R.B. Grayson & A.R. Ladson, 1991. Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrol. Process.* 5:3-30.
- Nuttle, W.K., 2002. Eco-hydrology's past and future in focus. *EOS Trans. AGU* 83:205-212.
- Pachepsky, Y.A. & W.J. Rawls, 1999. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:1748-1757.
- Paniconi, C. & E.F. Wood, 1993. A detailed model for simulation of catchment scale subsurface hydrologic processes. *Water Resour. Res.* 29:1601-1620.
- Pappenberger, F., Beven K.J., 2006. Ignorance is bliss: Or seven reasons not to use uncertainty analysis. *Water Resour. Res.* 42:W05302
- Porporato, A., Rodriguez-Iturbe I., 2002. Ecohydrology – A challenging multidisciplinary research perspective. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques* 47:811-821.
- Ranatunga, K., Nation E.R., Barratt D.G., 2008. Review of soil water models and their applications in Australia. *Environmental Modelling & Software* 23:1182-1206.
- Refsgaard, J.C. & H.J. Henriksen, 2004. Modelling guidelines—terminology and guiding principles. *Adv. Water Resour.* 27:71-82.
- Renard, K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agric. Handb.* 703. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics* 1:318-331.
- Romano, N., Santini A., 2002. Water retention and storage: Field. In *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods* (J.H. Dane and G.C. Topp, eds.), pp. 721-738, SSSA Book Series N.5, Madison, WI, USA, ISBN 0-89118-841-X.
- Romano, N., A. Santini, J.C. Bathurst & S.M. White, 2005. Stima dell'erosione del suolo in bacini di grande estensione con un modello distribuito. *Atti del Convegno AIIA "L'ingegneria agraria per lo sviluppo sostenibile dell'area mediterranea"*, Catania, 27-30 giugno.
- Romano, N., Giannino F., Chirico G.B., Migliozi A., Mazzoleni S., Mulligan M., 2005. Dinamica del contenuto d'acqua nel suolo in ambienti mediterranei suscettibili di degrado. *Atti del Convegno AIIA "L'ingegneria agraria per lo sviluppo sostenibile dell'area mediterranea"*, Catania, 27-30 giugno.
- Ross, P.J., 1990a. Efficient numerical methods for infiltration using Richards' equation. *Water Resour. Res.*, 26: 279-290.
- Roth, K., Vogel H.J., Kasteel R., 1999. The scaleway: A conceptual framework for upscaling soil properties, *Modelling of Transport Processes in Soils at Various Scales in Time and Space*, ed. J. Feyen & K. Wiyono, Wageningen Pers, Wageningen. pp. 477-490.
- Salvucci, G.D. 2001. Estimating the moisture dependence of root zone water loss using conditionally averaged precipitation. *Water Resour. Res.* 37:1357-1365.
- Santini, A. 2007. L'idrologia del suolo: stato della ricerca e prospettive. *Atti del convegno della I Sez. AIIA su "Ricerca ed Innovazione nell'Irridazione Agraria e nelle Sistemazioni Irridative-forestali"*, Milano, 27-28 marzo 2007.
- Seyfried, M.S. & B.P. Wilcox, 1995. Scale and the nature of spatial variability: Field

- examples having implications for hydrologic modeling. *Water Resour. Res.* 31:173-184.
- Silberstein, R.P., 2006. Hydrological models are so good, do we still need data?. *Environmental Modelling & Software* 21:1340-1352.
- Van der Knijff, J.M., Jones R.J.A., Montanarella L., 2002. Soil erosion risk assessment in Italy. *Proceedings of the third International Congress Man and Soil at the Third Millennium* (J.L. Rubio, R.P.C Morgan, S. Asins & V. Andreu, eds.) Geoforma Ediciones, Logrono: 1903-1913.
- Viney, N.R. & M. Sivapalan, 2004. A framework for scaling of hydrologic conceptualizations based on a disaggregation-aggregation approach. *Hydrol. Process.* 18:1395-1408.
- Vogel, H.-J. & K. Roth, 2003. Moving through scales of flow and transport in soil. *J. Hydrol.* 272:95-106.
- Western, A.W., R.B. Grayson, G. Blöschl, G.R. Willgoose & T.A. McMahon, 1999. Observed spatial organisation of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resour. Res.* 35:797-810.
- Wigmosta, M.S., L.W. Vail & D.P. Lettenmaier, 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* 30:1665-1679.
- Wischmeier, W.H., Smith D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses – a guide for conservation planning. U.S. Department of Agriculture, *Agriculture Handbook* 537.
- Zehe, E. & G. Blöschl, 2004. Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions. *Water Resour. Res.*, 40, W10202, doi:10.1029/2003WR002869.

CAPITOLO II

Fondamenti di Idrologia del Suolo

2.1. Il suolo

Il suolo è il substrato nutritivo principale della vegetazione e, oltre a costituire un sostegno fisico per le piante, provvede ad una alimentazione pressoché continua di nutrienti inorganici, di ossigeno per le radici e di acqua, la quale rappresenta circa il 90% della maggior parte dei tessuti vegetali. Il suolo contiene anche sostanze organiche: se le condizioni di luce e di temperatura lo consentono, batteri, funghi, alghe, licheni, briofite e piccole piante vascolari si insediano su o fra le rocce frantumate e sui minerali.

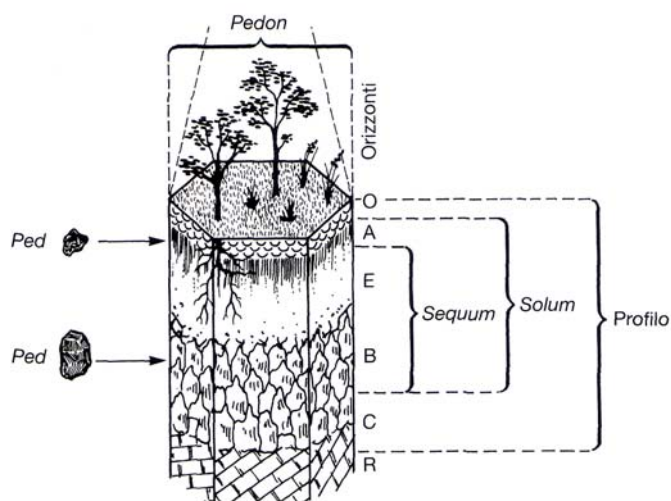


Figura 2.1 – Profilo di suolo con la schematizzazione dei diversi orizzonti

Esaminando la sezione verticale di un profilo di suolo schematico (fig. 2.1), si possono osservare variazioni di colore, di contenuto di sostanza organica vivente o morta, di porosità, di tessitura (che individua le proporzioni fra le tre principali componenti solide del suolo: sabbia, limo e argilla) e di scheletro (che individua le frazioni solide più grossolane di un suolo e maggiori del diametro efficace della sabbia). Tali variazioni generalmente danno luogo a una successione di strati ben distinti che vengono definiti orizzonti. In generale, si distinguono i seguenti orizzonti di un profilo di suolo:

Orizzonte O: situato alla superficie del suolo e dominato da materiali organici ben riconoscibili o alterati. Si può suddividere in O_i , materia organica inalterata, O_e , materia organica parzialmente alterata della quale si riconoscono ancora le strutture originali ed O_a , materia organica molto alterata della quale non si riconoscono più le strutture originali. In ambienti areati questo orizzonte può essere assente o avere spessori da pochi cm a d 1-2 dm. In condizioni atossiche possono raggiungere spessori anche di alcuni metri (torbe).

Orizzonte A: orizzonte minerale caratterizzato da accumulo di materia organica unificata e mescolata alla frazione minerale. Può essere presente alla superficie o sotto un orizzonte *O*. La frazione minerale deve essere costituita da materiali alterati o da rocce che hanno perduto gran parte della loro struttura originale. La materia organica è mescolata alla frazione minerale a seguito di processi naturali o antropici (lavorazioni ad esempio). Gli orizzonti *A* hanno colori più scuri dei sottostanti. Il contenuto di materia organica varia da meno di 1% al 15% eccezionalmente. Lo spessore varia da pochi cm a qualche dm.

Orizzonte E: orizzonte minerale impoverito di argille dimensionali, materia organica, complessi *Al*-materia organica o *Fe*-materia organica (eluviazione) che sono stati traslocati in un orizzonte *B* inferiore. L'orizzonte *E* essendo stato impoverito di colloidali, presenta una maggiore concentrazione di particelle sabbiose e limose rispetto agli orizzonti sottostanti. La frazione minerale deve essere costituita da materiali alterati o da rocce che hanno perduto parte della struttura originale. Gli orizzonti *E* occupano posizioni intermedie nel profilo di suolo. In molti casi presentano colorazione grigio chiara delle particelle sabbiose e limose. Lo spessore varia da meno di 1 cm a pochi dm.

Orizzonte B: orizzonte minerale caratterizzato da uno o più dei seguenti processi: a) riorganizzazione delle particelle in aggregati; b) alterazione della roccia in situ ed eventuale allontanamento di carbonati, silice o altri composti solubili; c) accumulazione di composti asportati da un sovrastante orizzonte eluviale *E*; d) accumulazione secondaria di composti solubili (cloruri, solfati, carbonati). La frazione minerale deve essere costituita da materiali alterati o da rocce che hanno perduto gran parte della struttura originale. Questi orizzonti presentano colorazioni

vive, in genere rosse o gialle dovute alla formazione di ossidi di ferro nella pedogenesi. Lo spessore varia da pochi centimetri a diversi metri.

Orizzonte C e R: orizzonti minerali marginalmente influenzati dal processo della pedogenesi. Si definiscono orizzonti C i sedimenti incoerenti (sabbie, limi) e le rocce coerenti frammentate ma poco interessate da processi di alterazione chimica. Gran parte della struttura originale della roccia rimane pertanto invariata. Gli orizzonti C sono privi di aggregazione ed hanno colori grigi essendo la liberazione degli ossidi di ferro scarsa. Sono definiti orizzonti R le rocce consolidate.

2.2. Principali proprietà fisiche e chimiche del suolo

2.2.1. Granulometria e Tessitura

Con il termine granulometria si intende la misura del rapporto percentuale tra le particelle (minerali) elementari del suolo e di conseguenza, con l'analisi granulometrica, anche nota col termine analisi fisico meccanica, viene determinata la percentuale in peso delle particelle elementari componenti il suolo distinte in classi diametriche. La granulometria ha grande importanza nel determinare in un sistema disperso, qual è il suolo, alcune importanti proprietà fisico-chimiche legate essenzialmente a fenomeni di superficie. Per sistemi granulari minori sono le dimensioni delle particelle, maggiore è la superficie per unità di massa o di volume (superficie specifica). Le particelle elementari del suolo vengono di solito distinte in scheletro, particelle di dimensioni superiori a 2 mm, e terra fine, particelle di dimensioni inferiori a 2 mm. La terra fine è poi costituita da particelle di sabbia, di limo e di argilla: le particelle sabbiose hanno un diametro compreso fra 2 mm e 0.05 mm; il limo fra 0.05 mm e 0.002 mm; l'argilla è la frazione più fine, con particelle di diametro inferiore a 0.002 mm.

In genere la separazione in classi diametriche delle particelle con diametro maggiore di 0.05 mm può essere effettuata mediante operazioni di setacciatura; per le particelle con diametro inferiore a tale valore si ricorre a metodologie di misura indirette, quali per esempio la differenza di velocità relativa di sedimentazione delle particelle stesse rispetto ad un mezzo liquido disperdente, secondo la legge di Stokes, ricavata dalle seguenti considerazioni. Le classificazioni più adoperate nelle pratiche applicazioni per gli elementi fini con dimensione <2.0 mm sono quelle proposte dalla I.S.S.S. (International Soil

Science Society) o dall'U.S.D.A. (United States Department of Agriculture) e vengono rappresentate in figura 2.2.

Classificazione	0,002										0,02										0,2										2 mm																																																																					
Internazionale (dell'ISSS)	argilla										limo										sabbia										scheletro																																																																					
																					sabbia fine										sabbia grossa																																																																					
Statunitense (dell'USDA)	argilla										limo										sabbia										scheletro																																																																					
																					finiss.										fine										media										grossa										molto grossa																																							
	0,0002										0,002										0,02										0,05										0,1										0,2										0,25										0,5										1										2									

Figura 2.2 – Differenti classificazioni della tessitura di un suolo in funzione delle dimensioni del diametro delle particelle (da Cavazza e Patruno, 2005).

E' opportuno notare che le particelle di dimensione inferiore a 2 μm godono delle proprietà dei colloidali.

Dai risultati dell'analisi granulometrica si ottengono le percentuali delle classi granulometriche rispetto al peso totale del campione secco analizzato. La rappresentazione grafica di ogni classe granulometrica si effettua ricorrendo al diagramma triangolare di tessitura (fig. 2.3).

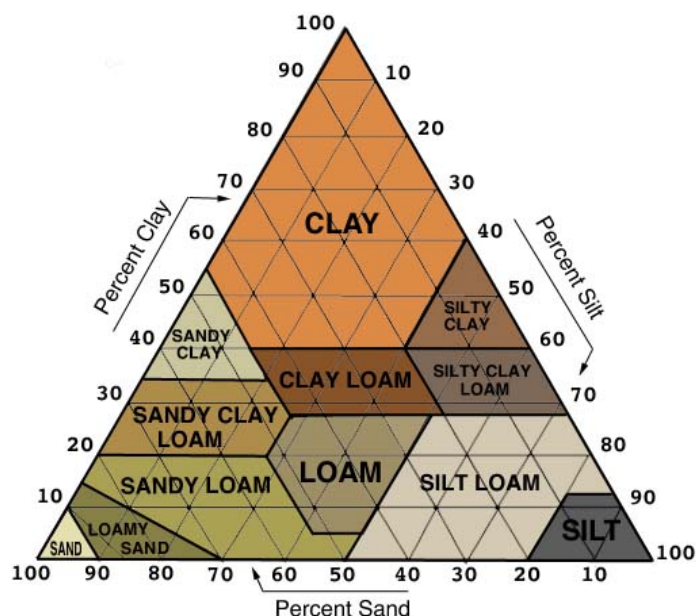


Figura 2.3 - Triangolo della classificazione della tessitura del suolo secondo la classificazione USDA.

2.2.2 La struttura

Le particelle elementari o primarie, del suolo (scheletro, soprattutto piccolo,

sabbia, limo, argilla) non sono mai isolate; esse formano, assieme alla materia organica, degli aggregati (particelle secondarie) di varia forma e grado di sviluppo. Secondo la forma degli aggregati si distinguono aggregazioni grumose, granulari, lamellari, poliedriche e prismatiche.

La formazione di struttura è un processo complesso che coinvolge aspetti fisici e chimici ed è da questi ultimi che dipende l'energia dei legami che tengono unite le particelle e quindi la loro stabilità. La separazione delle masse in aggregati dipende invece da cause fisiche quali inumidimento e disseccamento, gelo e disgelo, attività radicali, animali ecc. Aggregati grumosi, granulari e poliedrici sub-angolari, danno origine ad orizzonti di grande porosità. Essi sono dovuti all'azione cementante di ossidi e materia organica e ad un'intensa attività biologica (micromammiferi, insetti, acari, collemboli ed anellini soprattutto).

Aggregati poliedrici angolari e prismatici si formano principalmente per fasi alterne di rigonfiamento e disseccamento. In presenza di argille espandibili, quando queste assorbono acqua, si hanno processi di rigonfiamento e compressione che generano superfici di minore resistenza in corrispondenza delle quali si aprono delle fessure nelle successive fasi di disseccamento e di riduzione del volume.

La struttura o stato di aggregazione del suolo è una caratteristica molto importante. Struttura del suolo, in senso podologico, è un carattere espresso dal tipo, grandezza ed assetto degli aggregati e dei vuoti ad essi associati. Nei vari orizzonti, gli aggregati hanno forme e grandezze diverse e sono separati da vuoti di vario tipo, dalle forme cilindriche, in genere irregolari, alle forme appiattite, comprese tra superfici piane. I primi sono i tipi di vuoto più comuni in presenza di aggregazione grumosa o granulare ed all'interno degli aggregati, i secondi separano aggregati lamellari, poliedrici angolari o prismatici.

I pori del suolo sono importanti, essi assicurano gli scambi di gas, trattengono acqua disponibile per le piante, determinano l'ancoraggio delle radici. Alcune rocce possono essere molto porose, ma con pori molto piccoli, impenetrabili dalle radici. Affinché le piante possano insediarsi è necessario quindi che si disgreghino e si formi struttura.

2.2.3. Densità e porosità del suolo

Il suolo si presenta come un sistema che scambia con l'esterno (atmosfera, altre parti dello stesso suolo o rocce adiacenti, piante ecc.) sia energia (il sistema non è dunque isolato) sia materia (il sistema si dice perciò aperto). Normalmente il suolo è costituito da tre parti di diverso stato fisico: parte solida, parte liquida e parte gassosa. Nell'ambito di ognuna di queste parti è spesso opportuno distinguere porzioni di materia omogenee, dette fasi, almeno nel senso macroscopico richiesto a livello della fisica elementare. Le tre parti che costituiscono il suolo vengono rappresentate attraverso parametri che risultano utili per caratterizzare un certo tipo di suolo. A questo scopo si utilizzeranno i seguenti simboli: M per massa, V per volume, W per peso, ρ per massa volumica.

La densità delle particelle solide, detta densità reale o massa volumica reale (ρ_s), la densità apparente o massa volumica apparente del suolo (ρ_b) e la porosità del suolo (ε) sono definite dalle seguenti relazioni:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} = \frac{W_s}{gV_s} \quad [\text{II.1}]$$

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} = \frac{W_s}{gV_t} \quad [\text{II.2}]$$

$$\varepsilon = \frac{V_w + V_g}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad [\text{II.3}]$$

dove V_s , V_w , V_t , M_s , M_w , M_g , M_t e W_s , W_w , W_g , W_t sono rispettivamente i volumi, le masse e i pesi della fase solida, liquida, gassosa e totale; g è l'accelerazione di gravità ($\approx 9.81 \text{ m/s}^2$).

La densità reale del suolo in genere è compresa fra i 2.0 kg/dm^3 ($= 2.0 \text{ g/cm}^3$) circa del calcare e i 5.0 kg/dm^3 di alcuni ossidi di ferro, ma generalmente varia intorno al valore di 2.65 kg/dm^3 che è sovente utilizzato nei calcoli quando non si dispone di misure dirette.

La densità apparente si definisce così poiché si attribuisce al suolo il volume che l'intero sistema occupa, inclusi i pori in varia misura pieni di aria e acqua. Ha in realtà il significato di "concentrazione" (come massa in volume) della parte

solida del suolo quindi si tratta nella pratica di una misura del peso del suolo secco per unità di volume di suolo indisturbato. Orizzonti di suoli organici (torbe) hanno densità apparenti di 0.2 – 0.3 kg/dm³ e sono estremamente porosi. Rocce cementate superano 3.0 kg/dm³. Orizzonti *A*, anche se molto organici, hanno densità apparenti di 0.8 – 1.1 kg/dm³, orizzonti *B* ben strutturati hanno densità apparenti di 1.2-1.4 kg/dm³, orizzonti minerali poco strutturati superano 1.5-1.6 kg/dm³. Orizzonti con una densità apparente maggiore di 1.5-1.6 kg/dm³ indicano condizioni difficili per la penetrazione delle radici delle piante. Si tratta quindi di un parametro che varia molto anche nel tempo, tanto bruscamente (lavorazioni del terreno) che gradualmente, irreversibilmente o reversibilmente.

La porosità è una proprietà del suolo che generalmente si aggira tra 0.40 e 0.60 raggiungendo persino valori maggiori nei suoli argillosi.

L'indice dei vuoti e , è definito come:

$$e = \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} \quad [\text{II.4}]$$

La schematizzazione di un ipotetico suolo in fig. 2.4, mostra volumi e massa delle tre facies costitutive in un assegnato volume rappresentativo di suolo. Le masse delle facies sono riportate a sinistra dello schema: la massa della componente solida M_s , la massa della componente liquida M_w , la massa della componente gassosa M_g . I volumi delle stesse facies sono riportati a destra dello schema: volume della componente gassosa V_g , volume della componente liquida V_w , volume dei pori $V_p = V_g + V_w$, volume della componente solida V_s .

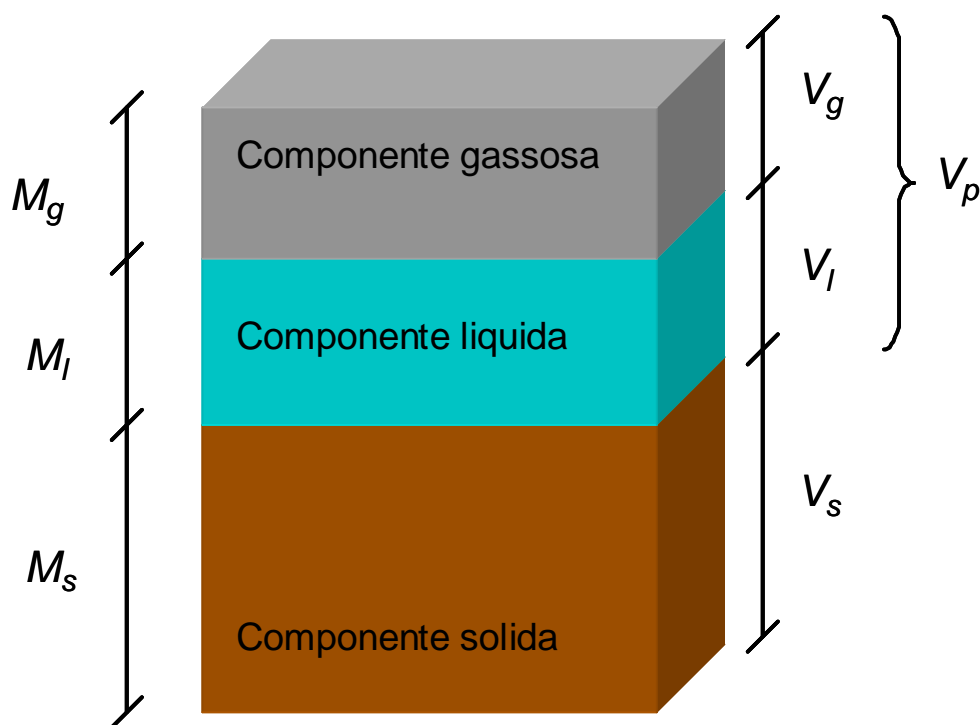


Figura 2.4 - Schematizzazione del suolo come sistema trifasico.

2.2.4. La sostanza organica

La frazione organica del suolo è costituita dai residui vegetali (risorse primarie), dalle biomasse animali e microbiche (risorse secondarie), dagli essudati radicali e dalle sostanze umiche.

La quantità di sostanza organica non è stabile ma è sottoposta a continui processi di trasformazione che possono essere così sintetizzati: mineralizzazione, umificazione, processi dinamici della sostanza organica solubile e stabilizzazione della sostanza organica stessa per interazione con la componente minerale del suolo. L'orientamento e la velocità dei processi di trasformazione a cui i residui vegetali ed animali sono sottoposti, sono controllati da fattori climatici, fisici e chimici quali il pH, il rapporto carbonio-azoto (C/N), la quantità e la qualità dei residui stessi (ad esempio il contenuto di lignina e polifenoli). La decomposizione della sostanza organica avviene in due fasi:

- 1) rapida mineralizzazione dei complessi labili
- 2) lenta mineralizzazione legata alla formazione ed all'accumulo di molecole "recalcitranti" (Zech et al., 1997).

La mineralizzazione della sostanza organica consiste nella trasformazione

mediata da microrganismi di elementi legati organicamente (C, N, P, S) in composti inorganici (CO_2 , CH_4 , NH_4 , NO_3 ...). L'umificazione è un processo complesso che consiste nell'idrolisi enzimatica dei polimeri (risorse primarie e secondarie) con formazione di composti semplici di natura variabile; nella trasformazione ossidativa delle molecole così ottenute; nella polimerizzazione e policondensazione in maniera spontanea di tali prodotti che flocculati dagli ioni come calcio, magnesio, ferro, idrogeno danno origine a micelle umiche.

Le condizioni biotiche ed abiotiche dell'ambiente portano ad una differenziazione della sostanza organica in senso verticale, con la formazione di orizzonti organici diversi. La sequenza di questi orizzonti e le loro caratteristiche definiscono le diverse forme di humus. E' nota la classica stratificazione:

- *Orizzonte O_i* con i residui inalterati della lettiera di suolo;
- *Orizzonte O_e* o orizzonte di fermentazione con i residui parzialmente decomposti;
- *Orizzonte O_a* o orizzonte organico-minerale dove il processo di umificazione della sostanza organica raggiunge la massima evoluzione ed il maggior grado di maturità.

2.3. Principali variabili idrauliche del suolo e metodi di misura

2.3.1. Contenuto di acqua del suolo

Il contenuto d'acqua nel suolo viene generalmente definito come rapporto tra la massa dell'acqua presente nel mezzo poroso e la massa del materiale secco (contenuto gravimetrico) o attraverso il volume d'acqua presente nell'unità di volume del mezzo poroso (contenuto volumetrico). In entrambi i casi la precisione delle determinazioni è legata ad una sicura individuazione delle condizioni di "mezzo poroso secco".

In molte applicazioni interessano però valutazioni relative perché hanno maggiore importanza le variazioni nel tempo dei quantitativi di acqua presenti nel profilo del terreno e spesso non è richiesta una elevata precisione e ripetitività delle misure. Pertanto, per tradizione, si fa riferimento ad una condizione di "mezzo poroso secco" raggiunta attraverso l'evaporazione dell'acqua dal campione di terreno riscaldato ad una temperatura compresa tra 100 e 110 °C finché non si riscontrano più variazioni di peso. La scelta di questo campo di temperature,

come osservato da Gardner (1965), risulta arbitrario e non deriva da considerazioni scientifiche sulle caratteristiche di essiccamento dei suoli, ma è stato piuttosto fissato per garantire l'evaporazione dell'acqua "libera" e per la relativa facilità con cui è possibile realizzare queste condizioni in stufe. Quando le determinazioni si riferiscono a campioni di terreno da sottoporre ad analisi chimiche, normalmente il contenuto d'acqua si esprime su basi gravimetriche e viene valutato attraverso il rapporto θ_m anch'esso adimensionale:

$$\theta_m = \frac{M_w}{M_s} \quad [\text{II.5}]$$

Nella maggior parte delle applicazioni è vantaggioso definire il contenuto d'acqua nel mezzo poroso su basi volumetriche esprimendolo attraverso il rapporto adimensionale:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad [\text{II.6}]$$

tra il volume dell'acqua V_w ed il volume totale V_t . Il contenuto d'acqua è una grandezza adimensionale che se espressa in volume ha dimensioni $[\text{L}^3 \text{ L}^{-3}]$ e si misura in $(\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$ o $(\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3})$.

In ogni caso, il contenuto d'acqua volumetrico θ e quello gravimetrico θ_m possono essere dedotti l'uno dall'altro se è conosciuta la densità apparente ρ_b del mezzo poroso, attraverso la relazione:

$$\theta = \theta_m \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad [\text{II.7}]$$

con evidente significato dei simboli.

Il contenuto d'acqua massimo di un mezzo poroso, definito dalla condizione in cui tutti i pori del mezzo sono pieni d'acqua, viene indicato come contenuto d'acqua in condizione di saturazione completa θ_s .

Infine, è utile notare che solo per i mezzi porosi con matrice solida sufficientemente rigida il contenuto d'acqua alla saturazione è individuabile con

precisione: nei terreni che rigonfiano la sua definizione è incerta se non impossibile dal momento che tali tipi di mezzi porosi continuano a imbibirsi rigonfiando anche quando tutti i pori sono pieni d'acqua. In tal caso, o anche quando non sono trascurabili i fenomeni di consolidamento della matrice solida, è più corretto fare riferimento al contenuto d'acqua θ definito come:

$$\theta = \frac{V_w}{V_s} \quad [\text{II.8}]$$

La misura dei contenuti d'acqua nel suolo assume notevole importanza in molti studi che riguardano l'agricoltura, l'idrologia, la meteorologia, l'ingegneria idraulica e la meccanica delle terre. In campo agrario e forestale le quantità d'acqua presenti nel suolo influenzano la crescita delle piante e la diffusione dei nutrienti verso le radici, condizionano l'aerazione e gli scambi gassosi con conseguenze dirette sulla respirazione delle radici, sull'attività dei microrganismi e sui processi di ossidazione e riduzione. Inoltre, informazioni continue sull'umidità del suolo possono essere utilizzate per mettere a punto strategie ottimali di impiego delle acque destinate all'irrigazione.

In idrologia la partizione degli afflussi meteorici in ruscellamento superficiale ed infiltrazione è fortemente determinata dal contenuto d'acqua negli strati superficiali del suolo. L'umidità del suolo determina anche la sua temperatura e la partizione della radiazione netta in calore sensibile e latente, condiziona i processi di evapotraspirazione e il moto dei soluti e degli inquinanti a seguito delle piogge e degli interventi irrigui. Inoltre, numerose proprietà meccaniche del suolo (la consistenza, la plasticità, la penetrabilità, ecc.) o idrauliche (la ritenzione idrica, la conducibilità idraulica, ecc.) dipendono dal contenuto d'acqua e nei suoli argillosi i fenomeni di rigonfiamento e di contrazione sono associate rispettivamente ad incrementi e riduzione dei contenuti idrici.

Pertanto, per soddisfare alle sempre più pressanti necessità di valutare, specie in campo, i contenuti d'acqua nel suolo, sia saltuariamente che in modo continuo, sono state proposti diversi metodi che utilizzano tecnologie sempre più sofisticate. Tali metodi possono raggrupparsi in due grandi categorie:

- metodi diretti;
- metodi indiretti.

I metodi diretti comportano il prelievo di campioni di suolo e la successiva estrazione e valutazione dell'acqua presente nel campione. Il loro impiego determina necessariamente la distruzione del campione per cui non è possibile ripetere la misura sullo stesso luogo. Il principale e più noto metodo diretto è quello “termo-gravimetrico”.

Tuttavia, quando poi si devono valutare in campo le variazioni nel tempo dei contenuti d'acqua, è necessario prelevare, a causa delle eterogeneità dei suoli, un numero notevole di campioni necessari per determinare ogni volta la varianza delle misure. Questa esigenza può rendere gravosa l'applicazione dei metodi diretti ed inoltre ripetute misure possono talvolta determinare una inaccettabile distruzione del sistema sotto osservazione. I metodi indiretti prevedono la determinazione di alcune proprietà fisiche o chimico-fisiche del suolo che siano fortemente influenzate dal contenuto d'acqua. In genere questi metodi non comportano la distruzione del campione ed utilizzano strumentazioni che è possibile installare anche in modo permanente nel suolo o sensori remoti localizzati su piattaforme, velivoli o satelliti. Pertanto, si prestano bene per misure da ripetere nel tempo e consentono, in alcuni casi, la registrazione automatica dei dati. Inoltre, i metodi indiretti consentono misure rapide, ma necessitano, a causa della complessità delle relazioni tra il contenuto d'acqua e le altre proprietà del suolo, di calibrazioni che, per ottenere la precisione necessaria al tipo di applicazione, risultano spesso laboriose e richiedono tempi notevoli.

I principali metodi indiretti di misura del contenuto d'acqua nel suolo sono i seguenti:

- metodo neutronico;
- metodi geoelettrici;
- tecniche di telerilevamento;
- metodi elettromagnetici.

Questi ultimi comprendono la tecnica, utilizzata nel nostro lavoro, denominata riflettometria nel dominio nel tempo (*Time Domain Reflectometry* – TDR) che misura il contenuto d'acqua del suolo tramite la determinazione della sua permittività dielettrica.

2.3.2 Potenziale dell'acqua nel suolo

L'acqua presente in un mezzo poroso non saturo, qual è il suolo, è soggetta ad una grande varietà di forze che agiscono secondo diverse direzioni. Il campo gravitazionale terrestre ed i sovraccarichi determinati dal peso degli strati sovrastanti ad ammassi porosi non completamente rigidi spingono l'acqua essenzialmente in direzione verticale. Le forze di attrazione fra le molecole dell'acqua e le superfici delle particelle solide e quelle che si determinano in corrispondenza dell'interfaccia di separazione acqua-aria agiscono invece in varie direzioni. Inoltre, gli ioni in soluzione esercitano azioni di attrazione che si oppongono al movimento dell'acqua.

A causa delle difficoltà che si incontrano nel descrivere questo sistema complesso di forze, per lo studio dei processi di moto nel terreno si preferisce far riferimento piuttosto all'energia che si determina sull'unità di quantità d'acqua in conseguenza del campo di forze. Inoltre, per le modeste velocità in gioco che caratterizzano gli usuali fenomeni di filtrazione, si può senz'altro trascurare l'energia cinetica e considerare solo la componente potenziale dell'energia totale.

Poiché ai fini del moto assume significato fisico la differenza di energia potenziale in due diversi punti del dominio del moto, i potenziali dell'acqua nel mezzo poroso non sono valutati mediante una scala assoluta dell'energia, bensì sono definiti in relazione ad una condizione di riferimento standard. Questa condizione viene usualmente fissata attraverso l'energia posseduta dalla quantità unitaria dell'acqua pura (senza soluti), libera, (contenuta in un ipotetico recipiente e soggetta alla sola forza di gravità), alla pressione atmosferica normale, alla stessa temperatura dell'acqua nel terreno (o ad un'altra temperatura da specificare) e ad una stabilita quota di riferimento. Pertanto, i movimenti dell'acqua risultano determinati da differenze di potenziale e il liquido si sposta da regioni caratterizzate da potenziali più elevati verso regioni con valori minori del potenziale; l'acqua è in condizioni di equilibrio nel mezzo poroso se il potenziale è costante in tutti i punti del sistema.

Il concetto di potenziale dell'acqua in un mezzo poroso è di fondamentale e grande importanza per lo studio dei processi di trasporto e fornisce anche un modo unificato per poter valutare nel tempo lo stato dell'acqua in tutto il sistema continuo suolo-pianta-atmosfera. Questo concetto di potenziale ha sostituito le

arbitrarie classificazioni proposte nel passato che facevano riferimento a diverse forme di acqua nel terreno quali l'acqua gravitazionale, l'acqua capillare, l'acqua igroscopica. Queste suddivisioni risultano inesatte e generano ambiguità in quanto tutta l'acqua presente nel mezzo poroso e non solo una parte è soggetta al campo gravitazionale terrestre ed inoltre in condizioni di saturazione parziale i fenomeni di capillarità sono presenti per ogni valore del contenuto d'acqua. Per poter considerare separatamente le diverse forze del campo è invalso l'uso di definire il potenziale con un approccio termodinamico considerandolo in termini di differenza di energia libera specifica tra l'acqua nel mezzo poroso e quella nella condizione di riferimento.

Il Comitato sulla Terminologia della Società Internazionale di Scienza del Suolo (ISSS) ha definito il potenziale totale dell'acqua nel terreno come il lavoro, per unità di quantità di acqua pura, che bisogna compiere per trasportare in modo reversibile ed isoterma una quantità infinitesima d'acqua da un recipiente contenente acqua pura, ad una prefissata quota ed alla pressione atmosferica, nell'acqua del terreno nel punto in esame. Questa definizione, anche se risulta puramente formale e non può essere utilizzata per una effettiva misura, consente però di considerare il potenziale totale come la somma di diverse componenti ciascuna delle quali si riferisce ad una trasformazione isoterma e reversibile che converte parzialmente le condizioni dell'acqua dalla situazione di riferimento a quella finale nel terreno. Con riferimento ai suggerimenti del Comitato sulla Terminologia della ISSS, il potenziale totale ψ_t viene poi suddiviso in tre componenti:

$$\psi_t = \psi_g + \psi_p + \psi_o \quad [\text{II.9}]$$

in cui i pedici g , p ed o denotano rispettivamente il potenziale gravitazionale, di pressione ed osmotico. I potenziali ψ_g e ψ_o si riferiscono agli effetti sullo stato energetico dell'acqua dovuti alle differenze di quota ed ai soluti disciolti, mentre il potenziale di pressione ψ_p comprende tutte le altre azioni che si esercitano sull'acqua nel mezzo poroso e tiene conto dei legami con la matrice solida, della curvatura dei menischi acqua aria, del peso dell'ammasso poroso sovrastante e, nel caso di saturazione, della pressione idrostatica.

La definizione del potenziale di pressione ψ_p non è però di uso generale in

quanto nell'Idrologia del Suolo tradizionalmente le variazioni di energia associate al trasporto dell'acqua dalla condizione di riferimento standard a quella nel mezzo poroso nel punto considerato sono state suddivise in altre componenti che considerano separatamente gli effetti della pressione della fase gassosa, del peso del terreno sovrastante, della pressione idrostatica e dei legami con la matrice solida. In particolare la componente del potenziale di pressione ψ_p che tiene conto delle forze di adsorbimento e di capillarità dovute all'affinità dell'acqua con la matrice del mezzo poroso viene indicato come potenziale matriciale ψ_m . Le forze che attraggono e legano l'acqua nel terreno ne riducono l'energia potenziale al disotto di quella dell'acqua libera, pertanto ψ_m assume valori negativi o al più pari a zero che aumentano al ridursi dei legami con la matrice solida. Nel caso di mezzi porosi non rigonfiabili, per i quali quindi la matrice è rigida e sopporta interamente il carico dell'ammasso sovrastante, ed in presenza di una fase gassosa interconnessa a pressione atmosferica, il potenziale di pressione coincide con quello matriciale: $\psi_p = \psi_m$.

Il potenziale totale dell'acqua nel mezzo poroso e le sue componenti sono definiti con riferimento all'unità di acqua pura e le loro dimensioni variano a seconda che questa unità viene espressa in termini di una massa, un volume o un peso.

Quando si fa riferimento all'unità di massa, nel S.I. il potenziale ha le dimensioni $[L^2 T^{-2}]$ e unità di misura in $J kg^{-1}$. Sebbene il riferimento alla massa appaia il più corretto, questa definizione di potenziale è usata in modo esteso solo in termodinamica in quanto per le applicazioni nel campo della Fisica del Suolo conduce spesso ad espressioni con termini più complessi.

Poiché nella maggior parte delle situazioni di interesse applicativo si può assumere che l'acqua sia incompressibile e la sua densità praticamente indipendente dal potenziale totale, si può far riferimento nella definizione del potenziale all'unità di volume invece che all'unità di massa dell'acqua. Con questa definizione, il potenziale assume le dimensioni di una pressione $[M L^{-1} T^{-2}]$ e si esprime nel S.I. in $N m^{-2} = Pa$.

Quando, infine, l'energia è riferita all'unità di peso dell'acqua, il potenziale ha unità di misura in $J N^{-1}$, o più semplicemente in m , e ha le dimensioni di una lunghezza $[L]$. Questo terzo modo di valutare i potenziali è considerato più conveniente e preferito per la sua semplicità e comporta le stesse

approssimazioni impiegate nel riferire l'energia all'unità di volume d'acqua. Se si utilizza questa terza definizione, il potenziale totale viene più specificamente indicato con il simbolo ϕ , in analogia a quello che in Idraulica esprime l'energia specifica totale, e per la maggior parte delle situazioni in cui si possono trascurare gli effetti dei soluti viene impiegata la relazione:

$$\phi = z + h \quad \text{[II.10]}$$

dove z è la quota del punto in esame rispetto al riferimento adottato (potenziale gravitazionale) ed h equivale approssimativamente al termine che in Idraulica esprime l'altezza piezometrica (potenziale di pressione).

Generalmente il potenziale dell'acqua si esprime attraverso una scala logaritmica (analogia a quella pH dell'acidità) con l'uso del pF definito come il logaritmo decimale del valore assoluto di h espresso in cm: $pF = \log_{10}|h|$, che talvolta è ancora utilizzato. Ad esempio, un valore del potenziale h di -100 cm corrisponde a $pF=2.0$, mentre per $h=-15000$ cm si ottiene $pF=4.2$.

La misura del potenziale riveste importanza fondamentale per lo studio dei processi di trasporto dell'acqua nel suolo e per il controllo del regime idrico delle colture e la letteratura fornisce un'ampia casistica di impiego delle diverse tecniche di misura a problemi applicativi. Nel campo dell'irrigazione sono stati messi a punto sistemi per il controllo anche automatico della somministrazione dell'acqua che utilizzano sensori che rilevano con continuità i potenziali dell'acqua nel suolo nella zona interessata dagli apparati radicali delle piante. Inoltre il monitoraggio di profili del potenziale nel suolo consentono di individuare nel tempo le variazioni dello spessore di suolo che contribuisce ad alimentare gli attingimenti delle radici, consentendo di pervenire a migliori valutazioni del bilancio idrologico delle colture.

Per la misura del potenziale matriciale sono stati proposti diversi metodi che utilizzano sensori di materiale poroso per i quali il contenuto d'acqua varia in modo univoco e stabile con il potenziale matriciale. Questi sensori sono posizionati nei punti di misura e, quando si è raggiunto l'equilibrio con l'acqua nel suolo, viene misurata una proprietà fisica del materiale poroso che dipende dal loro contenuto d'acqua. Una relazione di calibrazione consente poi di riferire la misura al potenziale matriciale. Sensori per i quali si rileva il peso, la

resistenza elettrica o la trasmissione del calore sono quelli più utilizzati ed il materiale del sensore viene scelto anche in relazione al campo dei potenziali di interesse.

I maggiori errori che si commettono con questi metodi derivano dalla entità dei fenomeni di isteresi del materiale poroso impiegato; inoltre, se non si vogliono misure grossolane, bisogna procedere ad una calibrazione di tutti, o almeno di un campione rappresentativo dei sensori da utilizzare. Particolarmente utile per valutazioni della disponibilità idrica delle piante è la misura del potenziale $\psi_{m,o}$, somma del potenziale matriciale e di quello osmotico, che può essere effettuata con tecniche psicrometriche. Psicrometri a termocoppia consentono misure accurate dell'umidità relativa del vapore in equilibrio con la fase liquida presente nel suolo che, mediante relazioni termodinamiche, possono essere riferite al potenziale $\psi_{m,o}$. Queste apparecchiature coprono un campo di valori del potenziale che si estende da circa -100 kPa fino ad oltre il punto di appassimento delle piante (-1.5 MPa) che risulta molto significativo per numerosi studi dove misure alternative risultano difficili e poco precise.

In commercio sono disponibili diverse apparecchiature, sia di campo che da laboratorio, che possono essere utilizzate anche per la determinazione dello stato energetico dell'acqua nelle piante. Il loro impiego però risulta delicato per la sofisticazione della strumentazione e, anche se in teoria sono capaci di buona precisione, se non sono correttamente utilizzate possono fornire valutazioni affette da notevoli errori. Il metodo più diretto per la misura del potenziale pone in equilibrio, attraverso una membrana permeabile all'acqua ed ai soluti, ma non all'aria e alla matrice solida, l'acqua nel suolo con quella contenuta nel sistema di misura. Le apparecchiature che si basano su questo principio sono comunemente indicate come tensiometri e consistono generalmente di una capsula porosa di materiale ceramico completamente riempita d'acqua e connessa idraulicamente ad un manometro. I tensiometri per la loro semplicità e per il loro facile impiego sono largamente utilizzati sia per misure in laboratorio che in campo e forniscono una valutazione del potenziale di pressione da cui poi si può risalire al potenziale matriciale attraverso la misura della pressione della fase gassosa nel suolo, se questa risulta diversa da quella atmosferica, ed attraverso la valutazione dei sovraccarichi generati dal suolo sovrastante il punto di misura nel caso di suoli rigonfiabili. Anche se il campo di misura dei

tensiometri è limitato inferiormente a circa -85 kPa e pertanto comprende solo una piccola parte delle situazioni che si verificano in campo, tuttavia risulta particolarmente significativo per lo studio dei processi di trasporto dell'acqua ed i tensiometri sono stati proficuamente impiegati per molte applicazioni riguardanti l'irrigazione ed il bilancio idrologico delle colture.

2.4. Proprietà idrauliche del suolo

2.4.1. Funzione di ritenzione idrica

La relazione fra contenuto di acqua e il potenziale dell'acqua del suolo è una caratteristica specifica per ogni tipo di suolo e per ogni determinato stato strutturale e dipende principalmente da fattori chimico-mineralogici e granulometrici. La funzione che esprime questa relazione è detta funzione di ritenzione idrica $\theta(h)$, da determinare sperimentalmente per ogni suolo. In via schematica, essa descrive la capacità del suolo di immagazzinare e/o rilasciare acqua e, come mostrato in figura 2.5, esprime un legame fortemente non lineare fra la variabile h e la variabile θ . Poiché il potenziale h varia di molti ordini di grandezza al variare del contenuto d'acqua θ dalla saturazione completa a condizioni molto secche del suolo, h viene solitamente rappresentata in scala logaritmica.

In un suolo saturo e in equilibrio con acqua libera alla stessa quota, la pressione che vige nel sistema poroso è quella atmosferica e quindi la pressione idrostatica e il potenziale matriciale sono pari a zero. Se si applica al sistema descritto una leggera depressione, non si assiste ad una diminuzione del contenuto di acqua fintantoché, aumentando la suzione, essa non superi un valore critico specifico, noto come potenziale di entrata d'aria (*air entry value*), al di là del quale è possibile lo svuotamento dei primi pori più grossi.

Man mano che la suzione assegnata aumenta, ossia diminuisce il valore del potenziale dell'acqua, il sistema cede acqua svuotando via via i pori a diametro decrescente. Ai più bassi valori del contenuto d'acqua, la funzione di ritenzione dipende in prevalenza dalla superficie specifica del terreno e perciò dalla tessitura e dalla composizione mineralogica.

Per i valori maggiori di contenuto d'acqua, il valore del potenziale dipende dai fenomeni di capillarità e dalla distribuzione di frequenza del diametro dei pori (struttura). Con riferimento al legame fra h e θ , numerose esperienze condotte sia

in laboratorio sia in pieno campo mostrano che tale legge non è monodroma: a uno stesso valore del potenziale, infatti, corrispondono contenuti d'acqua differenti a secondo che la condizione in esame sia stata raggiunta mediante una fase di inumidimento o di drenaggio, cioè secondo che si pervenga alla situazione considerata con gradienti $d\theta/dt$ maggiori o minori di zero (Klute, 1986). Tale fenomeno viene definito *isteresi*.

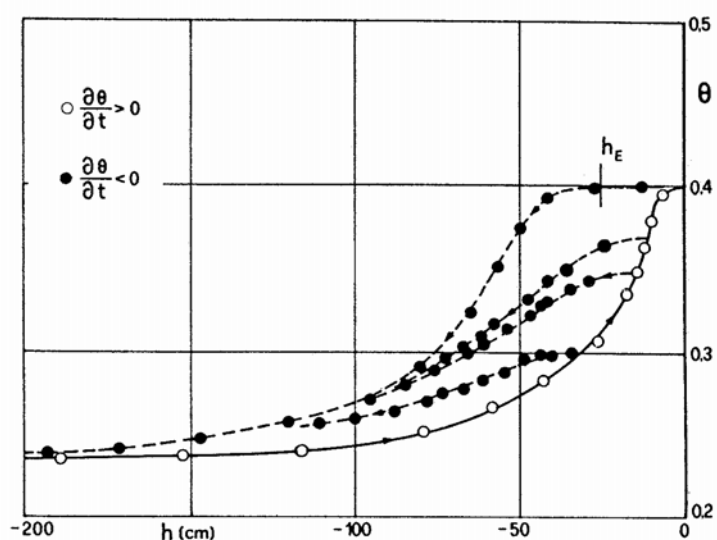


Figura 2.5 - Funzione di ritenzione idrica di un suolo con indicazione dei cicli di isteresi (Giura et al., 1981).

Il differenziarsi delle relazioni $\theta(h)$ in funzione del tipo di processo imposto durante la determinazione è essenzialmente da attribuire al diverso valore assunto dall'angolo di contatto fra il liquido e le particelle solide in fase di inumidimento e di drenaggio; alle diverse condizioni di equilibrio dell'acqua presente nei pori che possono determinarsi nel mezzo a parità di pressione e a cui corrispondono differenti gradi di saturazione; all'intrappolamento nei pori di volumi d'aria di entità diversa in relazione alle modalità di imbibizione del mezzo. Se si provvede ad invertire un processo di inumidimento drenando il campione di terreno senza che sia stata raggiunta la saturazione, il contenuto d'acqua segue leggi diverse in dipendenza del valore di θ per cui ha avuto inizio il drenaggio. Analogamente, quando si inverte un processo di drenaggio le leggi $\theta(h)$ si differenziano nettamente fra loro in dipendenza del valore di θ per cui ha inizio la fase di inumidimento.

Pertanto, durante i transitori, in ogni punto del mezzo il valore locale del contenuto d'acqua nel tempo è definito attraverso leggi $\theta(h)$ diverse in funzione

delle vicissitudini a cui è stato assoggettato il campione e quindi anche dei valori di θ e di h negli istanti in cui la derivata $d\theta/dt$ cambia segno.

In situazioni di campo molto spesso non si tiene conto dell'isteresi ed è stato mostrato che per molti mezzi porosi l'errore che si commette trascurando tale fenomeno è paragonabile alle incertezze connesse all'esecuzione delle misure e alla variabilità spaziale delle proprietà del mezzo medesimo.

Ovviamente, il fenomeno di isteresi interviene solo quando il processo di moto manifesta un'inversione dei valori del potenziale ovvero del contenuto d'acqua. Nelle prove condotte per determinare la funzione di ritenzione idrica vengono ottenute coppie di valori di h e di θ che rappresentano un punto della funzione. L'insieme di tali punti rappresenta quindi in maniera discreta la relazione che lega queste due variabili. Per sintetizzare la funzione di ritenzione idrica $\theta(h)$ in letteratura sono state proposte numerose relazioni analitiche in forma parametrica. L'impiego di tali relazioni analitiche rappresenta un efficiente strumento per interpolare o estrapolare i rilievi sperimentali ottenuti da prove di laboratorio o di campo.

Per suoli a tessitura sabbiosa, la funzione di ritenzione idrica $\theta(h)$ presenta una tipica forma a gradino; per i suoli argillosi, invece, i valori di ritenzione idrica si riducono in modo molto più graduale all'aumentare della suzione imposta al suolo (v. fig. 2.6)

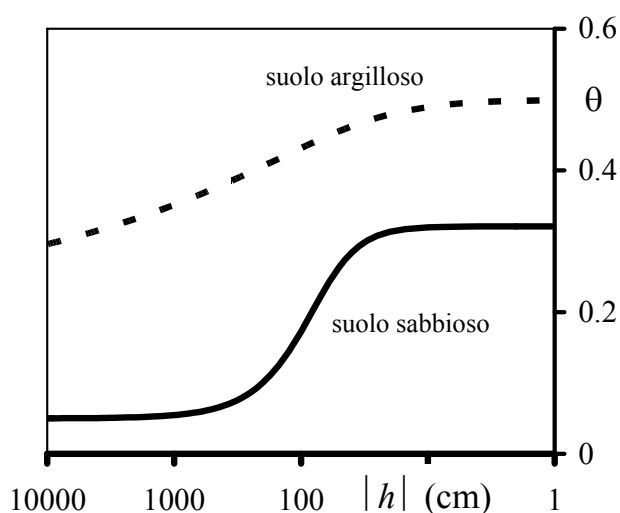


Figura 2.6 – Esempi di funzioni di ritenzione idrica per suolo argilloso (linea tratteggiata) e per suolo sabbioso (linea continua)

2.4.2 Relazioni parametriche per la funzione di ritenzione idrica

Le espressioni più frequentemente impiegate per descrivere la legge di ritenzione idrica $\theta(h)$ possono essere espresse considerando come variabile dipendente la saturazione effettiva S_e . Tale variabile esprime il contenuto d'acqua volumetrico non come valore assoluto ma in riferimento a due valori caratteristici per ogni suolo, ed è definita dal rapporto:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [\text{II.11}]$$

dove θ rappresenta il generico valore del contenuto d'acqua in volume, θ_s è il valore che θ assume alla saturazione e θ_r è il contenuto residuo di contenuto d'acqua che si riscontra quando h tende a $-\infty$, nelle condizioni cioè di basso contenuto d'acqua (in tali condizioni cessa praticamente la continuità della parte liquida).

Tuttavia, queste due grandezze non sono identificate in modo chiaro e univoco e in letteratura sono stati proposti criteri differenti per la loro definizione. Le maggiori incertezze riguardano senz'altro l'individuazione dello stato di umidità residuo nel suolo e quindi del valore da assegnare a θ_r . Da un punto di vista prettamente concettuale, il contenuto d'acqua residuo dovrebbe essere associato alla quantità di acqua che in una porzione di suolo secco è praticamente immobile negli interstizi fra le particelle solide, come una pellicola intorno alle superfici delle particelle. Analizzando la distribuzione dei contenuti d'acqua in suoli a tessitura grossolana in relazione alla distanza dalla superficie freatica di una falda, Lebedeff (1927) ha notato che, superato un certo limite, una diminuzione del potenziale matriciale nel suolo non produceva significative riduzioni del contenuto d'acqua e che poteva pertanto considerarsi come una capacità massima del suolo di trattenere acqua a livello molecolare. La definizione di Lebedeff (1927) è un po' vaga, anche perché durante l'evolversi di un processo di drenaggio, ai maggiori valori del potenziale, ha maggiore importanza la sola fase liquida, ma per valori molto modesti del potenziale assumono praticamente pari peso sia la fase liquida sia quella di vapore dell'acqua.

Brooks & Corey (1964) hanno definito il contenuto d'acqua residuo come quel valore di θ allorquando il potenziale h tende a $-\infty$, anche se a rigore non è possibile estendere all'infinito la funzione di ritenzione idrica perché tale caratteristica idraulica del suolo, per valori molto modesti di h , dipende da fenomeni che in genere sono trascurati in Idrologia del Suolo. Per individuare una condizione di suolo secco in funzione di h , alcuni autori hanno suggerito il valore limite di potenziale matriciale pari a $-1.0 \cdot 10^6 \text{ kPa} = -1.0 \cdot 10^3 \text{ MPa}$ (Mitchell, 1976). Diverse verifiche sperimentali (Russam, 1958; Croney & Coleman, 1961; Fredlund, 1964; Vanapalli, 1994) e alcuni sviluppi teorici, basati sull'applicazione di principi della termodinamica (Richards, 1965; Wilson et al., 1994), hanno confermato la validità di attribuire un valore praticamente nullo al contenuto d'acqua allorquando h assume il valore limite prima citato.

van Genuchten (1980) con un approccio più pragmatico, ha suggerito di assumere per θ_r quel particolare valore di θ quando $h = -1500 \text{ kPa} = -1,5 \text{ MPa}$, sia perché in genere questo è il valore di h che si raggiunge con le piastre di Richards, comunemente impiegate in laboratorio per determinare la ritenzione idrica per valori molto modesti del potenziale matriciale, ma anche perché tale valore del potenziale è legato alla definizione di "*punto di appassimento permanente*" di un suolo (Romano & Santini, 2002). Infatti, buona parte dei modelli semplificati di bilancio dell'acqua nel suolo utilizzati per scopi agronomici assumono un moto nullo dell'acqua nel sistema suolo-pianta per valori dei contenuti d'acqua minori del punto di appassimento permanente, una condizione questa in cui la pianta avvizzisce senza possibilità di riprendere il suo turgore anche se immessa in un ambiente umido.

Nel tentativo di assegnare a θ_r un maggiore significato fisico e quindi anche più generale, van Genuchten et al. (1991) suggeriscono che la condizione di umidità residua in un suolo può considerarsi raggiunta quando la pendenza $d\theta/dh$ della funzione di ritenzione idrica e la conducibilità idraulica K risultano praticamente zero per valori di h tendenti a $-\infty$. Tuttavia, anche questa definizione non è esente da critiche giacché, come osservato da Nitao & Bear (1996), in condizioni di suolo secco sono stati riscontrati movimenti di acqua pellicolare e di vapor d'acqua che corrispondono a valori modesti di K , ma certamente non nulli.

D'altra parte, gli studi di Fredlund (Fredlund & Xing, 1994) hanno mostrato

che la pendenza della funzione $\theta(h)$ è all'incirca zero quando $h = -1.0 \cdot 10^6$ kPa.

Di particolare interesse è il lavoro di Luckner et al. (1989) che considerano come contenuto d'acqua residuo la quantità massima di acqua nel suolo che non contribuisce al movimento della fase liquida a causa di ostruzioni lungo le traiettorie effettive delle particelle liquide o per forti adsorbimenti della fase liquida alla matrice solida del mezzo poroso. Nitao & Bear (1996) hanno osservato che il valore di θ_r calcolato dovrebbe essere maggiormente messo in relazione alle apparecchiature utilizzate per misurare la funzione di ritenzione idrica (in accordo, dunque, alla proposta di van Genuchten di riferire θ_r al massimo valore di h che si può raggiungere con le tecniche di laboratorio disponibili), piuttosto che una grandezza a cui attribuire un preciso significato fisico.

Attualmente, soprattutto per le incertezze che circondano la definizione del contenuto d'acqua residuo del suolo, molti ricercatori preferiscono considerare θ_r essenzialmente come un parametro da stimare in base ai soli dati disponibili, a cui non conviene attribuire alcun significato fisico (van Genuchten, 1980; Siddrouopoulos & Yannopoulos, 1988; Luckner et al., 1989; Nimmo, 1991; van Genuchten et al., 1991; Nielsen & Luckner, 1992; Kosugi, 1994; Kosugi, 1996), mentre altri evitano ogni controversia proponendo l'uso di opportuni fattori correttivi (Fredlund & Xing, 1994; Fayer & Simmons, 1995).

Un vantaggio di considerare θ_r come un parametro essenzialmente empirico da stimare solo con procedure di interpolazione è anche legato al fatto che in molti casi i bilanci idrologici si riferiscono a situazioni in cui i contenuti d'acqua nel suolo sono relativamente elevati o prossimi alla saturazione e dunque a condizioni in cui la scelta del valore di θ_r non esercita un'eccessiva influenza sulla forma della funzione di ritenzione idrica. Questa schematizzazione dello stato residuo di umidità nel suolo ovviamente cade in difetto se le simulazioni devono tenere conto del movimento dell'acqua pellicolare e del vapor d'acqua. Vanapalli et al. (1998) hanno proposto di definire lo stato residuo di umidità nel suolo come quel contenuto d'acqua in cui si verifica la transizione fra lo stato in cui l'acqua è trattenuta nel suolo principalmente per le forze capillare e lo stato invece in cui l'acqua è trattenuta a causa delle forze di adsorbimento.

Di seguito si riportano le principali relazioni parametriche per la funzione di ritenzione conosciute in letteratura scientifica.

2.4.2.1 Relazione di Brooks & Corey

In base ad un grande numero di dati sperimentali di ritenzione idrica relativi a differenti tipi di suoli, Brooks & Corey (1964) (relazione BC) hanno proposto la seguente espressione parametrica:

$$\begin{cases} S_e = \left| \frac{h_{bc}}{h} \right|^\lambda & \text{per } h < h_{bc} \\ S_e = 1 & \text{per } h > h_{bc} \end{cases} \quad [\text{II.12}]$$

dove h_{bc} è il parametro di scala del potenziale e rappresenta il potenziale matriciale di entrata d'aria (*bubbling pressure*), ossia quel particolare valore di h per cui i pori del suolo iniziano a svuotarsi, riducendo il contenuto d'acqua θ nel suolo. Il parametro adimensionale λ è caratteristico per un determinato suolo e talvolta si assume come indice di distribuzione delle dimensioni dei pori del mezzo poroso. In genere, λ assume valori maggiori per suoli con distribuzione dei pori molto uniforme. In pratica si assume che la funzione di ritenzione idrica di un suolo evolva fra un limite superiore θ_s e un limite inferiore θ_r e si adotta come variabile adimensionale la saturazione effettiva S_e . Anche se talvolta i parametri θ_s e θ_r sono considerati puramente empirici, essi hanno un chiaro significato fisico: θ_s è il massimo valore che il contenuto di acqua θ può assumere nel campione di suolo in esame, mentre Brooks & Corey (1964) suggeriscono di considerare θ_r come quel particolare valore di θ quando $|h|$ tende a $+\infty$.

L'equazione di Brooks & Corey generalmente fornisce risultati accurati per molti suoli a tessitura media e grossolana, caratterizzati da una distribuzione di dimensione delle particelle e dei pori con deviazione standard non molto grande; risultati meno accurati possono ottenersi per suoli a tessitura fine, soprattutto a causa della difficoltà di identificare il valore di h_{BC} (van Genuchten et al., 1991).

2.4.2.2 Relazione di van Genuchten

La relazione parametrica proposta da van Genuchten (1980) (relazione VG):

$$S_e = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad [\text{II.13}]$$

dove h_g è il parametro di scala del potenziale m , n sono i parametri di forma della curva di ritenzione. I parametri m ed n sono legati dalla seguente relazione:

$$m = 1 - \frac{k_m}{n} \quad [\text{II.14}]$$

dove k_m è un valore intero che per la teoria di Mualem assume il valore $k_m=1$ e per quella di Burdine $k_m=2$.

Spesso non si dispone di un numero di punti sperimentali $h-\theta$ tali da stimare simultaneamente in modo robusto i parametri della funzione di van Genuchten quindi l'autore ha suggerito di misurare θ_s in laboratorio, su campioni di suolo non rimaneggiato, e di assumere per θ_r il valore del contenuto d'acqua in una condizione di suolo molto secco misurato con le piastre di Richards alla pressione di circa 1.5 MPa (≈ 15 bar).

L'equazione di Brooks and Corey rappresenta un caso limite dell'equazione di van Genuchten. L'equazione [II.13] si riduce all'equazione [II.12] per carichi di pressione molto più elevati rispetto al parametro di scala h_g . Questo spiega che i parametri di forma mn e λ sono spesso assunti uguali, tuttavia Haverkamp et al., 2005 hanno dimostrato che la condizione $mn = \lambda$ diventa totalmente scorretta per valori elevati.

Per semplificare l'interpretazione, la conversione e l'ottimizzazione dei parametri di ritenzione, Haverkamp et al. (2005) hanno introdotto un indice di forma della curva di ritenzione, P_{wr} , che costituisce una misura integrale della pendenza della curva di ritenzione e che caratterizza il comportamento della ritenzione di un suolo particolare con un singolo numero. L'indice di forma della curva di ritenzione viene associato con la dimensione frattale della curva di ritenzione e varia tra 0 e 3 che rappresenta il valore massimo del comportamento frattale. Leji et al. (2005) hanno applicato il concetto di indice di forma derivando la seguente equazione di conversione:

$$P_{wr} = \frac{mn}{1+m} \quad [\text{II.15}]$$

2.4.2.3 Relazione di Kosugi

La maggior parte delle relazioni parametriche proposte per descrivere la

funzione di ritenzione idrica sono essenzialmente empiriche e da considerare valide solo per certe categorie più o meno ampie di suoli. Alcune relazioni sono però suscettibili di una interpretazione fisica poiché sono state sviluppate rispettando le leggi dell'Idraulica e della Fisica del Suolo e si basano sulla distribuzione dei pori del mezzo poroso.

Per derivare la distribuzione statistica dei pori in un mezzo poroso, Childs (1940) mise in evidenza che la funzione di ritenzione idrica poteva essere interpretata alla luce della teoria della capillarità. Infatti, se si considera il suolo come un mezzo costituito da un insieme di pori (di diametro generico r) distribuiti in modo casuale con funzione di probabilità $p(r)$, il prodotto $p(r) \cdot dr$ rappresenta il volume relativo dei pori di raggio compreso nell'intervallo $[r, r+dr]$ per unità di volume di suolo. Pertanto, i pori pieni di acqua e con raggi compresi fra r e $r+dr$ forniscono un contenuto d'acqua in volume $dS_e = p(r) \cdot dr$ e quindi il contributo complessivo al contenuto d'acqua in volume da parte di pori che hanno un raggio minore o uguale a un prefissato valore r è:

$$S_e(r) = \int_0^r f(r) dr \quad [\text{II.16}]$$

Di conseguenza, $S_e(r)$ rappresenta la saturazione effettiva del suolo quando la frazione di volume porosa occupata dai pori con il raggio uguale o inferiore a r è riempita di acqua. Poiché la legge di Young-Laplace della capillarità esprime una proporzionalità reciproca fra il raggio equivalente r di un poro e il potenziale matriciale h , la precedente espressione del contenuto d'acqua relativo può anche scriversi nel modo seguente:

$$S_e(h) = \int_{-\infty}^h p(r) \left(\frac{dr}{dh} \right) dh = - \int_{\infty}^h f(h) dh \quad [\text{II.17}]$$

dove $f(h) = p(r)(dr/dh) = d\theta/dh$ rappresenta il volume di pori pieni di acqua per unità di volume di suolo corrispondente ad un potenziale matriciale compreso fra h e $h+dh$. In conclusione, se è nota la distribuzione di frequenza dei pori di un suolo $p(r)$, la corrispondente funzione di ritenzione idrica si ottiene in modo univoco tramite integrazione della $f(h)$.

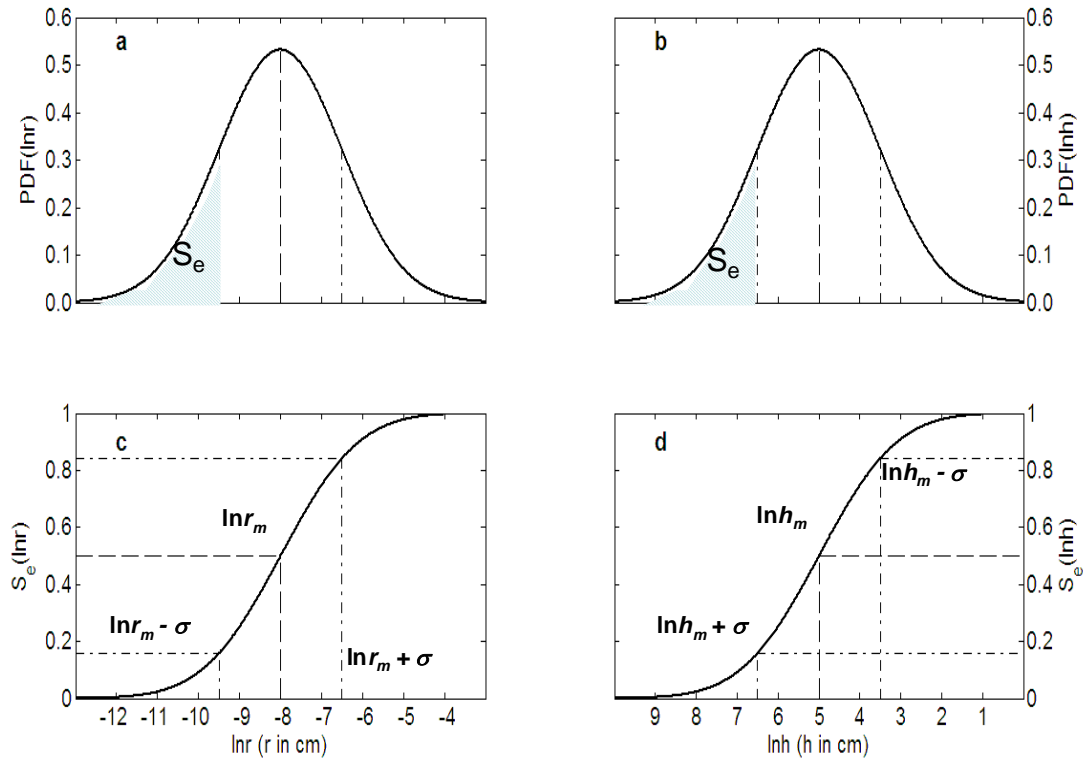


Figura 2.7 – Distribuzione log-normale dei pori e curva di ritenzione corrispondente secondo il modello di Kosugi (1996).

In particolare, assumendo che la distribuzione volumetrica dei pori di un mezzo poroso segua una legge log-normale, definita dai parametri r_m (valore mediano del raggio equivalente di un poro) e σ (valore della deviazione standard) la funzione $f(r)$, con dimensione L^{-1} , è espressa dalla distribuzione log-normale $N(\ln r_m, \sigma^2)$ proposta da Kosugi (1996):

$$f(\ln r) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln r_m)^2}{2\sigma^2}\right] \quad [\text{II.18}]$$

dove $\ln r_m$ e σ^2 sono rispettivamente la media e la varianza del raggio del poro log-trasformato, $\ln r$.

Il raggio del poro, r , è legato alla pressione capillare del suolo, h , attraverso la relazione di capillarità, quindi la funzione $S_e(r)$ è trasformata in $S_e(h)$ che rappresenta la funzione di ritenzione idrica (fig. 2.7). Utilizzando l'equazione [II.16] la funzione della curva di ritenzione del suolo deriva dall'equazione [II.17]:

$$S_e(\ln h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = F_n \left[\frac{(\ln h_m - \ln h)^2}{\sigma} \right] \quad [\text{II.19}]$$

dove $F_n(x)$ è la funzione di distribuzione normale definita come:

$$F_n = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx \quad [\text{II.20}]$$

dove $\ln h_m$ e σ sono rispettivamente la media e la deviazione standard di $\ln h$. La pressione capillare, h_m è legata alla mediana del raggio del poro, r_m dall'equazione di capillarità. Un'espressione alternativa per la funzione di ritenzione data nell'equazione [II.19] può essere scritta come:

$$S_e(\ln h) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{(\ln h - \ln h_m)}{\sigma \sqrt{2}} \right] \quad [\text{II.21}]$$

dove erfc denota la funzione di errore complementare.

2.4.3. Moto dell'acqua nel suolo

Per la difficoltà di pervenire ad una esatta descrizione della reale geometria del mezzo poroso, la descrizione dettagliata del processo di moto in ogni punto del suolo è pressoché impossibile e anche di modesto interesse applicativo. Pertanto, si preferisce descrivere i processi di trasporto nel suolo su scala macroscopica facendo riferimento ad un mezzo poroso considerato continuo ed in cui le varie grandezze e proprietà fisiche sono considerate funzioni della posizione e del tempo.

Generalmente si fa riferimento a processi di moto isotermi, ad una fase liquida newtoniana e a una fase gassosa caratterizzata da una pressione pari a quella atmosferica. Inoltre a causa delle basse resistenze al moto dell'aria, si trascura il movimento della fase gassosa e si fa riferimento solo al flusso dell'acqua. In questa sezione si rappresentano le principali equazioni che descrivono il flusso idrico nel suolo alla scala macroscopica. La legge di Darcy esprime il flusso

d'acqua in un mezzo poroso. Si parta dalla descrizione di un semplice esperimento riportato in fig. 2.8. Un cilindro orizzontale di lunghezza L , contenente un certo volume di suolo viene connesso con due serbatoi mantenuti a diversi livelli costanti d'acqua che determinano una differenza di potenziale Δh .

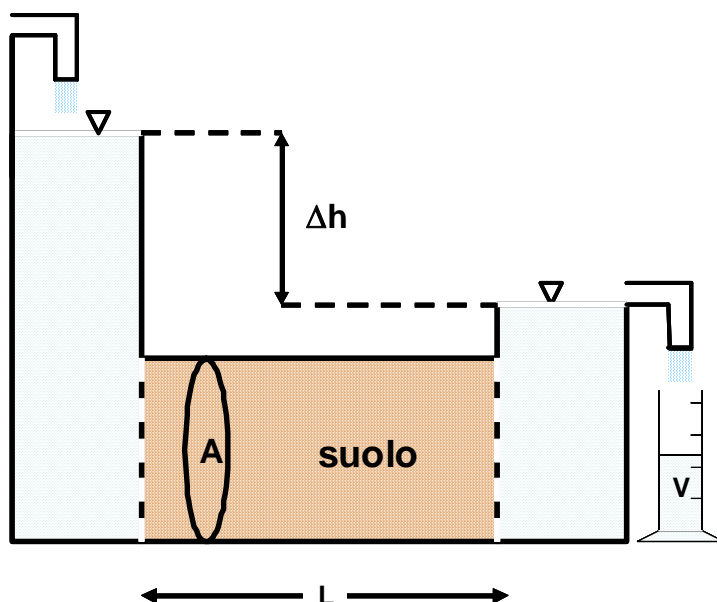


Figura 2.8 – Esperimento di Darcy su una colonna di suolo satura

Se il livello idrico del serbatoio posto alla sinistra del cilindro è maggiore rispetto a quello posto sulla destra, il flusso idrico avviene verso destra. Il flusso della portata $Q=V/t$ viene semplicemente misurato dal flusso volumetrico d'acqua, V nel tempo t . La densità del flusso, q [$L\ T^{-1}$] è data da $q=V/(At)$ dove A è l'area della sezione del cilindro di suolo attraversato dal flusso. Nel 1856 Darcy ha sperimentalmente dimostrato per colonne di suolo sabbioso una relazione lineare tra la densità di flusso idrico q ed il gradiente idraulico $\Delta h/L$:

$$q = K_s \frac{\Delta h}{L} \quad [\text{II.22}]$$

dove K_s rappresenta la conducibilità idraulica satura, ha le stesse dimensioni di q [$L\ T^{-1}$]. Infatti il termine K_s risulta pari a q quando il gradiente idraulico è unitario. Il parametro K_s varia da meno di $10^{-7}\ m\ s^{-1}$ a più di $10^{-4}\ m\ s^{-1}$.

Tabella 2.1 – Classificazione dei suoli secondo i valori di K_s

livello di permeabilità	valori di K_s
permeabilità molto bassa	$K_s < 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$
permeabilità bassa	$10^{-7} < K_s < 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$
permeabilità media	$10^{-6} < K_s < 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$
permeabilità alta	$10^{-5} < K_s < 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$
permeabilità molto alta	$K_s > 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$

La maggior parte dei processi di moto dell'acqua nel suolo non sono stazionari, poiché nel mezzo poroso il contenuto d'acqua varia nel tempo ($d\theta/dt \neq 0$). Per la corretta descrizione di tali processi l'equazione di Darcy deve essere accompagnata dall'equazione di continuità con l'assunzione che il mezzo poroso sia rigido. Il principio della conservazione della massa richiede che la variazione nel tempo della massa contenuta in un volume elementare di suolo debba eguagliare la differenza tra la massa entrante e uscente attraverso la superficie di contorno del volume considerato (fig. 2.9). Si ottiene:

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} = -\nabla(\rho_w q) \quad [\text{II.23}]$$

dove ρ_w è la densità dell'acqua e $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$ è l'operatore gradiente.

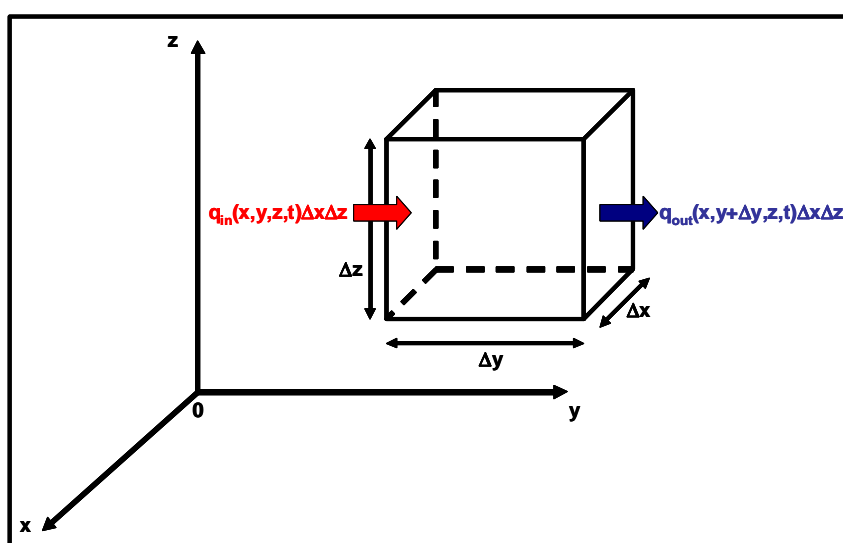


Figura 2.9 – Principio dell'equazione di continuità in un volume elementare di matrice porosa con il flusso in entrata, q_{in} (colore rosso) ed il flusso in uscita, q_{out} (colore blu)

Nel caso di liquido incompressibile ($\rho = \text{costante}$) e scheletro solido indeformabile, si segue la schematizzazione di Richards introducendo la legge di Darcy nell'equazione di continuità e si ottiene la seguente equazione differenziale parziale che viene di solito indicata come *equazione di Richards*:

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} = \nabla \cdot (\rho_w K \nabla \phi) \quad [\text{II.24}]$$

L'equazione che regge il moto dell'acqua nel suolo non saturo, in condizioni isoterme e in direzione verticale, considerando la massa volumica dell'acqua è la cosiddetta *equazione di Richards*:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right]}{\partial z} \quad [\text{II.25}]$$

scritta nella sua versione unidimensionale, nella quale z rappresenta la quota considerata positiva verso l'alto, K è la conducibilità idraulica del suolo e $C(h)$ è la capacità idrica differenziale. I parametri presenti nell'equazione [II.25] sono la funzione di ritenzione idrica, $h(\theta)$, e la funzione di conducibilità idraulica, $K(\theta)$, che sintetizzano le complesse relazioni tra h , θ e K .

2.4.4. La funzione di conducibilità idraulica

Quando il sistema poroso è solo parzialmente saturo, il coefficiente di proporzionalità nella legge di Darcy non è più una costante ma diventa una variabile in funzione del contenuto d'acqua, $K(\theta)$ o del potenziale matriciale, $K(h)$ ed è nota come funzione di conducibilità idraulica.

La determinazione della curva di conducibilità pone problemi maggiori rispetto alla curva di ritenzione in quanto K varia di parecchi ordini di misura al variare del contenuto d'acqua o del potenziale e numerose sono le relazioni empiriche proposte per ottenere la conducibilità in funzione di altre proprietà di base del suolo.

Esse riferiscono la conducibilità K al contenuto d'acqua o al potenziale; tuttavia, essendo la relazione tra conducibilità e tensione complicata dall'isteresi

molto di più che non la relazione tra conducibilità e contenuto d'acqua, le formule comunemente usate fanno riferimento a quest'ultima.

Il movimento dell'acqua in un materiale poroso i cui pori collegati sono riempiti solo parzialmente di acqua è definito come moto in mezzo non saturo.

Fenomeni importanti del ciclo idrologico come l'infiltrazione, il drenaggio, la redistribuzione dell'acqua del suolo, l'attingimento di acqua dalle radici delle piante, e l'evaporazione, implicano tutti un movimento dell'acqua in condizioni di saturazione parziale.

La conducibilità idraulica isoterma è stata introdotta originariamente da Darcy (1856) per suoli saturi ed estesa a suoli insaturi da Buckingham (1907) e Richards (1931). La conducibilità idraulica è la misura dell'abilità dell'acqua ad attraversare il suolo. Da un punto di vista teorico, $K(\theta)$ può essere espresso come:

$$K(\theta) = k \frac{\rho_w g}{\mu_w} k_{rw}(\theta) \quad [\text{II.26}]$$

dove k è la permeabilità intrinseca, $k_{rw}(\theta)$ è la permeabilità relativa dell'acqua (il rapporto tra le permeabilità insatura e quella satura dell'acqua) che varia da 0 per suoli secchi a 1 per suoli saturi; μ_w e ρ_w sono rispettivamente la viscosità e il peso specifico dell'acqua. L'equazione [II.26] mostra che la conducibilità del suolo dipende dalla matrice del suolo (attraverso k), dal fluido in movimento (μ_w e ρ_w) e dal contenuto del fluido nel suolo ($k_{rw}(\theta)$). La dipendenza di K da θ non è affetta dal fenomeno dell'isteresi. La conducibilità idraulica a o sopra saturazione ($h \geq 0$) viene indicata col simbolo K_s . Quando espressa come funzione del contenuto volumetrico di acqua, la funzione di conducibilità idraulica $K(\theta)$ è fortemente non-lineare e si comporta come una funzione di potenza. La figura 2.10 mostra il tipico comportamento della funzione di conducibilità idraulica che dipende principalmente dalla struttura del suolo. Per suoli sabbiosi la conducibilità idraulica a saturazione (K_s) è più elevata rispetto a quella dei suoli argillosi sebbene la porosità di questi ultimi risulta più elevata.

Oltre alla funzione $K(\theta)$, esistono altre combinazioni alternative delle caratteristiche idrauliche del suolo per rappresentare il movimento dell'acqua nel suolo: $K(h)$ (Gardner, 1958; Rijtema, 1965), $D(\theta)$ (Childs and Collis-George, 1950) e $C(\theta)$ (Richards, 1931), dove D si riferisce alla diffusività definita come:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} \quad [\text{II.27}]$$

e C si riferisce alla capacità specifica definita come:

$$C(\theta) = \frac{d\theta}{dh} \quad [\text{II.28}]$$

Le funzioni per rappresentare la conducibilità idraulica, $K(\theta)$, sono l'equazione di Brooks and Corey (1964):

$$\frac{K}{K_s} = \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^\eta \quad [\text{II.29}]$$

dove η è il parametro di forma della conducibilità idraulica. Un'altra equazione è quella di van Genuchten (1980):

$$\frac{K}{K_s} = \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{1/2} \left[1 - \left\{ 1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right\}^m \right]^2 \quad [\text{II.30}]$$

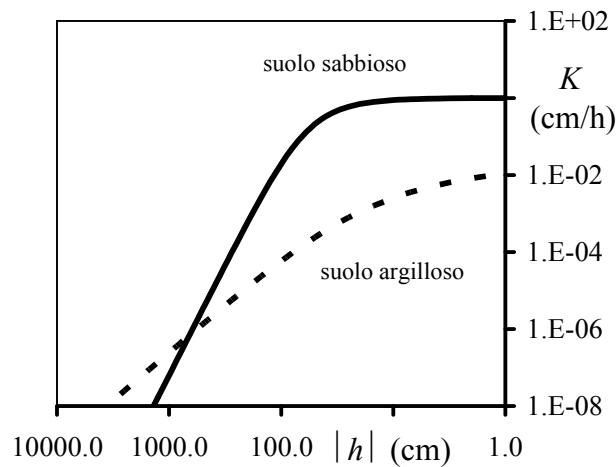


Figura 2.10 – Esempi di funzioni di conducibilità idraulica per un suolo argilloso (linea tratteggiata) e per un suolo sabbioso (linea continua)

Fuentes et al. (1992) hanno concluso che solo la combinazione dell'equazione di van Genuchten per la curva di ritenzione, $h(\theta)$, basata sulla teoria di Burdine ($m=1-2/n$) insieme all'equazione di Brooks and Corey per la conducibilità idraulica risulta valida per tutti i tipi di suolo. Questo è dovuto alla limitazione che esiste per il parametro di forma m quando si utilizza la teoria di Mualem: $0.15 \leq m \leq 1.00$. In genere il parametro del contenuto d'acqua residuo viene considerato nullo.

Tabella 2.2: Coefficienti notevoli.

<i>Tipo</i>	<i>Simbolo</i>	<i>Definizione</i>	<i>Campo di variazione</i>
Porosità	ε	Rapporto tra il volume dei vuoti ed il volume totale del campione	$\frac{V_w + V_g}{V_t}$ 0.4-0.6
Massa volumica apparente	ρ_b	Rapporto tra il peso del secco del suolo ed il volume totale	$\frac{M_s}{V_t}$ 1300-1800 (Kg/m ³)
Massa volumica reale	ρ_s	Rapporto tra il peso secco di suolo ed il volume occupato dalle particelle di suolo	$\frac{M_s}{V_s}$ 2600-2700 (Kg/m ³)
Indice dei vuoti	e	Rapporto tra il volume occupato dai pori e quello occupato dai solidi	$\frac{V_p}{V_s}$ 0.2-3.0
Contenuto idrico gravimetrico	w	Rapporto tra il peso del suolo e il peso dello stesso essiccato a 105°C in 24 h	$\frac{M_w}{M_s}$ —
Contenuto idrico volumetrico	θ	Rapporto tra il volume d'acqua ed il volume totale del campione	$\frac{V_w}{V_t}$ —
Contenuto d'acqua residuo	θ_r	Rapporto tra il volume di acqua residuo ed il volume totale del campione	$\frac{V_r}{V_t}$ 0-0.05
Contenuto idrico volumetrico a saturazione	θ_s	Massimo contenuto in acqua di un campione di suolo (tutti i pori sono riempiti da acqua)	$\theta_s \leq \varepsilon$ 0.3-0.6

2.5 Bibliografia

- Brooks, R.H., Corey C.T., 1964. Hydraulics properties of porous media. Hydrol. Paper 3., Colorado State University, Fort Collins.
- Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull., 38.
- Cavazza, L., Patruno A., 2005. Terreno agrario. REDA (Ed.).
- Childs, E. C., and Collis-George C., 1950 "The permeability of porous materials" Proc. R. Soc. Lond. Ser. 201 A: 392-405.
- Childs, E.C., 1940. The use of soil moisture characteristics in soil studies. Journal of Soil Science 50:239-252.
- Croney, D., Coleman J., 1961. Pore pressure and suction in soils. In Proc. of the Conf. on Pore Pressure and Suction in Soils. Butterworths, London. pp. 31-37.
- Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris.
- Fayer, M.J., Simmons C.S., 1995. Modified soil water retention functions for all matric suctions. Water Resour. Res. 31:1233-1238.
- Fredlund, D.G., 1964. Comparison of soil suction and one dimensional consolidation characteristics of a highly plastic clay. M.Sc thesis, Department of Civil Engineering, University of Alberta, Edmonton.
- Fredlund, D.G., Xing A., 1994. Equations for the soil water characteristic curve. Canadian Geotechnical Journal 31:521-532.
- Gardner, W. R., 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci. 85:228-232.
- Giura, R., Santini A., De Wrachien D., 1981. Relazione tra acque superficiali e falde idriche sotterranee e loro modellizzazione. Relazioni generali coordinate e discusse in seno al "IV Congresso internazionale sulle acque sotterranee", Acireale 17-21 febbraio 1981.
- Haverkamp, R., Leji F.J., Fuentes C., Sciortino A., Ross P. J., 2005. Soil water retention: I. Introduction of a shape index. Soil Sci. Soc. Am. J. 69: 1881-1890.
- Klute, A., 1986. Water retention: Laboratory methods. In Methods of soil analysis. Part I, 2nd edition (Ed. A. Klute). Agronomy monograph 9, Madison, Wis., USA. 635-662.
- Kosugi, K., 1994. Three parameter lognormal distribution model for soil water retention. Water Resour. Res. 30:891-901.
- Kosugi, K., 1996. Log-Normal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. Water Resour. Res. 32:2697-2703.
- Lebedeff, A.F., 1927. The movement of ground and soil waters. Proc. 1st Int. Cong. Soil Sci. Vol. I, pp. 459-494.
- Leji, F.J., Haverkamp R., Fuentes C., Zatarain F., Ross P. J., 2005. Soil water retention: II. Derivation and application of shape index. Soil Sci. Soc. Am. J. 69: 1891-1901.
- Luckner, L., van Genuchten M.Th., Nielsen D.R., 1989. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. Water Resour. Res. 25:2187-2193.
- Mitchell, J.K., 1976. Fundamentals of soil behavior. , John Wiley & Sons Inc., New York.
- Morel-Seytoux, H.J., P.D. Meyer, M. Nachabe, J. Touma, M.Th. van Genuchten & R.J. Lenhard, 1996. Parameter equivalence for macroscopic capillary length is preserved - the Brooks-Corey and van Genuchten soil characteristics: Preserving the effective capillary drive. Water Resour. Res. 32:1251-1258.
- Nielsen, D. R, Luckner L., 1992. Theoretical aspects to estimate reasonable initial parameters and range limits in identification procedures for soil hydraulic properties. In M. Th. Van Genuchten, F. Leij and L. Lund (ed.) Proc Int. Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. University of California, Riverside, Ca.
- Nimmo, J.R., 1991. Comment on the treatment of residual water content in " A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface" by L. Luckner et al. Water Resour. Res. 27:661-662.
- Nitao, J., Bear J., 1996. Potentials and their role in transport in porous media. Water

- Resour. Res, 32: 225-250.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics* 1:318-333.
- Richards, R.G., 1965. Measurement of the free energy of soil moisture by the psychrometric technique using thermistors. In "Moisture equilibria and moisture changes in soils beneath covered areas" (G.D. Aitchison, ed.), pp. 35-46, Butterworths & Co. Ltd.
- Rijtema, P. E., 1965. An analysis of actual evapotranspiration. Agric. Res. Rep. 659, Center for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen, The Netherlands.
- Romano, N., Santini A., 2002. Water retention and storage: Field. In "Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods" (J.H. Dane and G.C. Topp, eds.), pp. 721-738, SSSA Book Series N.5, Madison, WI, USA, ISBN 0-89118-841-X.
- Russam, K., 1958. An investigation into the soil moisture conditions under roads in Trinidad, RW.L Geotechnique 8:55-71.
- Siddrourpoulos, E., Yannopoulos S., 1988. Sensitivity analysis of closed-form analytical hydraulic conductivity models. *J. Hydrol.* 101: 159-172.
- Vachaud, G., Thony J.L., 1971. Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour. Res.* 7:111-127
- van Genuchten, M.Th., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am.J.* 44:892:898.
- van Genuchten, M.Th., Leij F., Yates S., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA Research Document EPA/600/2-91/065.
- Vanapalli, S.K., 1994. Simple test procedures and their interpretation in evaluating the shear strength of an unsaturated soil. Ph.D. thesis, University of Saskatchewan.
- Vanapalli, S.K., Sillers W.S., Fredlund M.D., 1998. The meaning and relevance of residual state to unsaturated soils. In 51st Canadian Geotechnical Conference, Edmonton, Alberta, October 4-7.
- Wilson, G.W., Fredlund D.G., Barbour S.L., 1994. Coupled soil-atmosphere modeling for soil evaporation. *Canadian Geotechnical Journal* 31: 151-161.
- Zech, W., Senesi N., Guggenberg G., Kaiser K., Lehmann J., Miano T.M., Miltner A., Schroth G., 1997. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in tropics. *Geoderma* 117-161

CAPITOLO III

Metodo proposto per la caratterizzazione idraulica del suolo

3.1. Generalità

Per la misura delle funzioni di ritenzione idrica $\theta(h)$ e di conducibilità idraulica $K(\theta)$ di un suolo sono stati messi a punto numerosi metodi, sviluppati sia in laboratorio che in pieno campo. In entrambi i casi la determinazione delle caratteristiche idrauliche impone la misura in diversi punti del volume di suolo in prova e per assegnati tempi durante la prova, di alcune variabili quali essenzialmente il potenziale matriciale, il contenuto di acqua e i flussi, ecc. .

I processi di moto indotti nel suolo con la prova possono essere stazionari oppure transitori. I metodi di laboratorio, anche se presentano le difficoltà connesse al prelievo di campioni non rimaneggiati di suolo, consentono misure in ambienti controllati, effettuate più agevolmente, con l'impiego di strumenti di misura anche molto sofisticati e forniscono di solito rilievi più accurati. In laboratorio è inoltre possibile condurre prove simultaneamente su più campioni, anche provenienti da zone diverse, consentendo una caratterizzazione più spedita ed efficiente. L'applicabilità dei metodi di laboratorio è però vincolata dalle tecniche di prelievo, dalla dimensione dei campioni di suolo da prelevare e dall'estensione dell'area che è necessario caratterizzare. Se si è in presenza di un suolo con evidenti stratificazioni, oppure molto strutturato e con notevole contenuto di scheletro, è alquanto difficile prelevare campioni con minimo disturbo e che possano considerarsi sufficientemente rappresentativi delle reali situazioni di campo. Nel caso della determinazione della conducibilità idraulica, ad esempio, è stato mostrato che nel caso di suoli strutturati, i campioni da sottoporre alle prove di laboratorio dovrebbero contenere almeno 20 aggregati strutturali di grandi dimensioni, i campioni possono raggiungere facilmente volumi dell'ordine di 10^5 cm^3 , dimensione poco pratica per le operazioni di prelievo, trasporto e per la conduzione delle prove di laboratorio (Santini, 1997).

Per ovviare ai problemi cui ora si è accennato si preferisce ricorrere a prove idrauliche eseguite direttamente in campo, ma anche in tal caso ci sono limitazioni essenzialmente legate all'onerosità delle misure, che peraltro sono eseguite utilizzando strumenti che talvolta danno luogo ad incertezza di una certa entità. Ad esempio, i valori di contenuto di acqua del suolo rilevati con il metodo neutronico, se non ben interpretati sono affetti da notevoli incertezze in condizioni alquanto secche del suolo, per misure eseguite in prossimità dell'interfaccia tra suolo e atmosfera oppure in corrispondenza di una netta variazione stratigrafica.

Per la complessità del problema, non è stato possibile mettere a punto un unico sistema di misura delle proprietà idrauliche del suolo in grado di operare bene per tutti i tipi di suolo e per le diverse condizioni di prova. Tale circostanza è particolarmente evidente allorquando si deve determinare la conducibilità idraulica del suolo, perché questa varia di diversi ordini di grandezza non solo per suoli di differente tessitura, ma anche per un medesimo suolo passando da condizioni di saturazione completa verso situazioni più secche a cui competono valori molto modesti del contenuto d'acqua.

In genere i protocolli di misura per determinare le proprietà idrauliche del suolo, soprattutto la funzione di conducibilità idraulica, richiedono l'impiego di strumentazioni sofisticate e di personale altamente specializzato, risultando in tal modo onerose in termini di tempo e di costo economico.

3.1.1. Metodi diretti e indiretti

I metodi diretti, sia di laboratorio che di campo, per la determinazione delle proprietà idrauliche dei suoli fanno essenzialmente riferimento a misure dirette di potenziale e contenuto d'acqua del suolo per ottenere punti della funzione di ritenzione idrica, mentre la conoscenza dei flussi d'acqua e dei gradienti di potenziale consente di ricavare valori di conducibilità idraulica K per assegnati valori di contenuto d'acqua tramite inversione diretta dell'equazione di Darcy (II.22).

I metodi diretti per la misura della funzione di conducibilità idraulica richiedono alcune semplificazioni dell'equazione di Darcy o di Richards, a seconda del tipo di processo indotto sul sistema in esame. In particolare l'equazione di Richards viene di solito approssimata tramite un'equazione

differenziale lineare alle derivate parziali per la quale sono disponibili affidabili soluzioni analitiche o numeriche.

Un'ampia rassegna di metodi diretti, sviluppati per prove da condurre in laboratorio o in campo, per la misura delle proprietà idrauliche del suolo è stata fornita da Gee & Ward (1999). Sebbene relativamente semplici dal punto di vista concettuale, i metodi diretti presentano limitazioni che ne riducono l'impiego pratico. Per esempio, molti di essi, richiedono tempi relativamente lunghi per l'esecuzione della prova, specialmente quelli basati su prove di drenaggio in campo in suoli a tessitura media o fine, a causa della necessità di impiegare condizioni iniziali ed al contorno relativamente semplici e restrittive (per esempio, drenaggio di un profilo di suolo inizialmente saturo).

La necessità di imporre condizioni al contorno semplici comporta non pochi problemi, particolarmente per esperimenti in campo dove la specificazione accurata di tali condizioni su vaste aree risulta piuttosto difficoltosa. Inoltre, i metodi che richiedono flussi continui per un certo periodo di tempo, o particolari condizioni di equilibrio, risultano alquanto onerosi, mentre procedimenti di linearizzazione o di interpolazione dell'equazione di Richards possono anche generare errori non accettabili.

Un metodo alternativo alle misure dirette per la determinazione della conducibilità idraulica è rappresentato dall'uso di modelli teorici che stimano la funzione di conducibilità idraulica dalla sola conoscenza di quella di ritenzione idrica e di un particolare valore della conducibilità. I suddetti modelli teorici, basati su teorie statistiche della distribuzione di frequenza dei diametri dei pori che costituiscono un suolo, assumono che il flusso dell'acqua impegni un mezzo poroso schematizzato attraverso un insieme di pori cilindrici, di dimensioni diverse distribuiti casualmente ma fra loro interconnessi, e implicano l'applicazione delle equazioni di Darcy e di Poiseuille. L'applicazione di tali metodi richiede stime indipendenti per la funzione di ritenzione, descritta tramite punti o da relazioni analitiche con un limitato numero di parametri. Non tutte le relazioni analitiche introdotte per descrivere la funzione di ritenzione possono essere facilmente impiegate nei modelli teorici per la determinazione della conducibilità idraulica.

I metodi indiretti per la stima della conducibilità idraulica sono molto diffusi per la loro semplicità d'uso. Infatti, vi è un numero consistente di codici di calcolo per la stima dei parametri che compaiono in relazioni parametriche che

descrivono la funzione di ritenzione idrica e di conducibilità idraulica, consentendo diversi gradi di semplificazione e di flessibilità. Il limite di impiego di tali metodi si presenta allorquando l'azione della capillarità non è predominante nei fenomeni che determinano l'affinità dell'acqua per la matrice solida del suolo.

3.1.2. Metodi semplificati

Le proprietà idrauliche del suolo, come sarà meglio discusso in seguito, presentano una spiccata variabilità spaziale (e talvolta anche una evidente variabilità temporale) ed è dunque necessario raccogliere un gran numero di campioni non rimaneggiati di suolo (nel caso di misure di laboratorio) o svolgere numerose prove di campo per descrivere tale variabilità (Klute, 1986; Dirksen, 1991).

Questa esigenza, accoppiata alla notoria onerosità delle prove idrauliche in un volume di suolo, hanno motivato numerosi tentativi di determinare le proprietà idrauliche del suolo da informazioni già disponibili o più facilmente acquisibili e meno costose da misurare come, ad esempio, i dati di tessitura, di contenuto di materia organica, di densità apparente e di altre proprietà fisico-chimiche del suolo (Wösten and van Genuchten, 1988; Schaap and Leij, 1998). Queste tecniche semplificate sono in pratica delle relazioni empiriche o fisico-empiriche che trasferiscono l'informazione dalle proprietà fisico-chimiche di un suolo alle sue caratteristiche idrauliche e sono note in letteratura anglosassone con il nome di *pedotransfer functions* (PTF) (Pachepsky and Rawls, 1999; Minasny et al., 2008).

Il concetto di una funzione di trasferimento pedologico-idraulico (PTF), anche se formalmente denominato in tal modo solo nel 1989 (Bouma, 1989), era in realtà ben noto da tempo e si fonda essenzialmente sulla ricerca di una relazione semplificata per stimare una proprietà del suolo (in generale, non necessariamente una proprietà idraulica) tramite altre variabili più agevoli da misurare. Tuttavia, poiché fra le proprietà di un suolo, quelle idrauliche sono difficili da misurare, era logico che i primi sforzi si erano orientati verso una stima semplificata proprio delle principali variabili che possono sintetizzare la risposta idrologica di un suolo. E' opportuno sottolineare che i metodi semplificati non esistono senza la disponibilità di misure dirette delle proprietà idrauliche poiché queste ultime servono per la calibrazione e la validazione delle

prime.

Tabella 3.1 - Principali *pedotransfer functions* (PTF) disponibili in letteratura

<i>Riferimento bibliografico</i>	Variabili di input	Variabili di output	Zona geografica	Campo di validità
Gupta & Larson, 1979	%Sa, %Li, %Ar ρ_b , %SO	assegnati valori di $\theta(h)$	Stati Uniti	$\theta(h)$ per 12 valori di h
Rawls & Brakensiek, 1989	%Sa, %Ar porosità	$\theta(h)$ e $K(\theta)$	Stati Uniti	$\theta(h)$ e $K(\theta)$ di BC, VG e Campbell %Sa = 5-70% %Ar = 5-60%
Vereecken et al., 1989 e 1990	%Sa, %Li, %Ar ρ_b , %C	$\theta(h)$ e $K(h)$	Belgio	$\theta(h)$ di vG con $m=1$ $K(h)$ di Gardner
Scheinost et al., 1997	%Ar, ρ_b , %C	$\theta(h)$	Germania	
Wösten et al., 1999	classi di tessitura	$\theta(h)$ e $K(h)$ per top- e sub- soil	Europa	triangolo di tessitura del database HYPRES
Wösten et al., 1999	%Li, %Ar ρ_b , %SO top- o sub-soil	$\theta(h)$ e $K(h)$ per top- e sub- soil	Europa	$\theta(h)$ e $K(h)$ di vG $\theta_r = 0,025$ se %Ar < 18% e %Sa > 65%; $\theta_r = 0,010$ negli altri casi
Minasny et al., 1999	curva granulometrica	punti o funzione $\theta(h)$	Australia	solo ritenzione idrica
Minasny & McBratney, 2000	curva granulometrica	K_s	Australia	solo K_s
Legenda: classi di tessitura: Ar < 0.002 mm; Li = 0.002-0.05 mm; Sa = 0.05-2.0 mm (classificazione USDA). ρ_b = densità apparente; SO = contenuto di sostanza organica; C = contenuto di carbonio organico.				

La tabella 3.1 riporta alcune fra le più note PTF, con indicazioni circa le variabili esplicative, quelle fornite dalla specifica funzione e le relazioni parametriche che utilizzano per descrivere le proprietà idrauliche del suolo. La maggior parte delle PTF riportate in letteratura sono state sviluppate per determinare la funzione di ritenzione idrica del suolo e per la stima della conducibilità idraulica a saturazione. I modelli sviluppati per la stima mediante PTF della conducibilità idraulica insatura sono attualmente in numero limitato. Due tipi differenti di PTF vengono distinte in letteratura scientifica: il primo

gruppo di PTF consiste in equazioni empiriche di regressione che stimano i principali parametri delle funzioni idrauliche in funzione di proprietà di base del suolo (e.g., Ghosh, 1976; Gupta and Larson, 1979; Rajkai and Varallyay, 1992; Pachepsky et al., 2004).

Nella letteratura scientifica esiste un'ampia casistica di relazioni PTF derivate da ampi archivi di dati e verificate con dati di campo o di laboratorio (Minasny and McBratney, 2002; Wösten et al., 2001; Schaap et al., 2001). La scelta di una relazione PTF adeguata per stimare i parametri idraulici deve in genere essere effettuata sulla base della scala di indagine, della disponibilità di dati misurati e del grado di accuratezza richiesta per lo specifico caso indagato. Spesso nel formulare una funzione pedo-idrologica si ignorano informazioni significative sulla distribuzione dimensionale delle particelle elementari e delle classi di dimensione dei pori. Del resto è stato dimostrato recentemente (Scheinost et al., 1997; Sinowski et al., 1997) come una più accurata descrizione della distribuzione delle dimensioni delle particelle elementari o la determinazione analitica di un maggior numero di classi, non migliori necessariamente le capacità di previsione delle funzioni pedo-idrologiche. Va osservato inoltre che le funzioni pedo-idrologiche basate su relazioni fisico-empiriche non necessariamente forniscono risultati più affidabili di quelle derivate attraverso procedure statistiche (Tietje e Tapkenhinrichs, 1993).

Un secondo gruppo di PTF stima le proprietà idrauliche con tecniche empiriche che però si basano su concetti fisici di ritenzione e moto dell'acqua in un mezzo poroso, nonché sulla distribuzione del diametro delle particelle, sulla densità reale ed apparente del suolo (e.g., Tyler and Wheatcraft, 1989; Shepard, 1993; Smettem and Gregory, 1996; Scheinost et al., 1997; Arya et al., 1999; Tomasella et al., 2000; Cornelis et al., 2001; Zhuang et al., 2001; Schaap and Lebron, 2001; Hunt and Gee, 2002; Wang, 2002; Hwang and Powers, 2003; Chan and Govindaraju, 2004; Vaz et al., 2005). Altri modelli fisico-empirici includono la stima della funzione di ritenzione con l'utilizzo dei modelli frattali della struttura del suolo (Anderson and McBratney, 1995; Bird et al., 2000).

Il principale vantaggio di queste tecniche sta nella loro maggiore validità, proprio perché basate su relazioni fisico-matematiche, anche in situazioni differenti da quelle considerate per la loro messa a punto. Tuttavia, sono poco diffuse perché richiedono una maggiore esperienza nel loro utilizzo e qualche dato non sempre disponibile di routine.

Lo sviluppo e la validazione dei metodi semplificati si basa sulla disponibilità di insiemi di dati sulle proprietà idrauliche ed altre proprietà fisico-chimiche del suolo. A tal fine sono stati messi a punto e diffusi in ambito scientifico diversi database di caratteristiche fisico-idrauliche del suolo. Esempi in tal senso sono rappresentati dal database UNSODA (Nemes et al., 1999) e HYPRES (Wösten et al., 1999). Tali basi di dati, oltre ad essere necessari per la calibrazione dei metodi semplificati, possono avere scopi didattici e fornire direttamente indicazioni utili sulle proprietà idrauliche di gruppi di suoli. Diversi autori hanno dimostrato la validità dell'applicazione delle PTF, ma ne hanno anche messo in evidenza alcuni limiti importanti di applicabilità (Tietje and Tapkenhinrichs, 1993; Espino et al., 1995; Kern, 1995; Vereecken, 1995).

La valutazione delle incertezze indotte da una tecnica di misura indiretta, specie se di tipo semplificata come le PTF, risulta di notevole interesse per molte applicazioni idrologiche specialmente quelle i cui risultati sono impiegati per risolvere problematiche distribuite di rischio ambientale. Infatti le PTF sono state sviluppate particolarmente per passare da informazioni di semplice acquisizione a variabili che sono utilizzate nei modelli di simulazione idrologica. L'analisi dell'incertezza dei dati di output di un modello che utilizza le PTF come input deve essere necessariamente considerata ed identificata poiché viene richiesta l'affidabilità della previsione. Un metodo generale per quantificare l'incertezza è il cosiddetto metodo Monte Carlo in cui le proprietà delle distribuzioni di variabili casuali sono indagate con l'utilizzo di numeri generati stocasticamente (Gentle, 1982). Nelle simulazioni idrologiche, i processi fisici vengono direttamente simulati con l'assunzione fondamentale che le variabili del modello siano caratterizzate da funzioni di densità di probabilità. Campionando ripetutamente da tali funzioni di densità di probabilità delle variabili in ingresso del modello, e valutando la risposta del modello per ciascun campione generato, la distribuzione dei risultati insieme alla media e ad altri indici statistici vengono stimati e valutati. Diversi studi hanno di recente affrontato il problema della valutazione dell'incertezza delle PTF, ma sempre a scala locale. Vereecken et al. (1992) hanno valutato gli errori nelle previsioni delle PTF e i loro effetti sulla simulazione del movimento dell'acqua nel suolo. Schaap & Leij (1998) hanno considerato l'incertezza delle PTF in funzione del livello di accuratezza dei dati di suolo da cui le PTF sono state definite e calibrate. Minasny et al. (1999) hanno analizzato l'incertezza di previsione della ritenzione idrica, analizzando

l'incertezza associata ai parametri delle PTF, evidenziando come l'incertezza nei parametri è piccola rispetto all'incertezza delle variabili di input. Minasny & McBratney (2002) hanno valutato la propagazione degli errori di misura delle variabili di input nelle previsioni delle PTF e di un modello di bilancio idrico del suolo.

Dal punto di vista strettamente applicativo, è altresì interessante valutare l'incertezza di previsione di una PTF a scala di versante o di bacino, laddove le PTF costituiscono l'unica soluzione perseguibile rispetto alle misure dirette. Questo tipo di studio è coerente con l'obiettivo di molti programmi scientifici, come il PUB (Prediction of Ungauged Basins) promosso dall'IAHS, che mira a sviluppare tecniche di previsione in bacini privi di osservazioni dirette, senza trascurare il problema della stima dell'incertezza di previsione. Ad esempio la tecnica di generazione stocastica proposta Chirico et al. (2007) è un utile strumento per valutare quantitativamente l'incertezza di stima di modelli non lineari, quali le PTF. Questo tipo di studio ha notevoli ricadute su problemi quali la stima delle proprietà idrauliche dei suoli in punti privi di misure dirette ed il trasferimento di informazioni dalla scala locale alle scale più ampie.

3.1.3. Variabilità spaziale delle proprietà idrauliche

La caratterizzazione idraulica di un territorio deve comprendere non solo la determinazione delle proprietà idrauliche dei suoli utilizzando, a seconda dei casi e delle disponibilità, metodi diretti, indiretti o semplificati, ma anche una idonea descrizione della variabilità spaziale (ed eventualmente anche di quella temporale) che tali proprietà mostrano nel territorio considerato.

Numerosi studi hanno evidenziato che le proprietà di un suolo, sia quelle fisico-chimiche (principalmente la tessitura, la densità apparente, la sostanza organica) sia quelle idrauliche - la funzione di ritenzione idrica $\theta(h)$ e di conducibilità idraulica $K(\theta)$ - sono irregolarmente distribuite sul territorio e soltanto accurati rilevamenti, peraltro alquanto onerosi per quanto concerne le proprietà idrauliche, consentono di descrivere questa variabilità. Gli studi pedologici consentono di pervenire a classificazioni e cartografie utili per molte applicazioni, ma, anche se condotti con tecniche innovative, sono basati su fattori poco correlati alle proprietà idrauliche del suolo. Nell'ambito di una medesima unità cartografica, infatti, quasi sempre si riscontrano variazioni delle

caratteristiche $\theta(h)$ e $K(\theta)$ che difficilmente possono essere trascurate senza introdurre errori non accettabili nelle successive elaborazioni con modelli.

E' stato mostrato che la variabilità spaziale delle proprietà fisiche e idrauliche del suolo può controllare anche in modo molto marcato i principali processi idrologici che evolvono nel suolo, sia alla scala del singolo campione non rimaneggiato come a quella di un intero bacino idrografico (Kim and Stricker, 1996). La teoria del moto dell'acqua nel suolo è stata sviluppata essenzialmente con riferimento alle eterogeneità che si manifestano alla scala di laboratorio (con dimensione caratteristica lineare $\approx 10^{-1} - 10^0$ m) e numerosi studi ne hanno verificato la validità (Sposito, 1986). Tuttavia, molti problemi idrologici di pratico interesse possono essere affrontati efficacemente solo ricorrendo a modelli matematici di simulazione che operano alla scala di versante ($\approx 10^1 - 10^3$ m) o di bacino idrografico ($\approx 10^4 - 10^6$ m). L'opportuna identificazione e descrizione della struttura di variabilità a diverse scale rappresentano dunque concetti cruciali per le applicazioni rispondenti dei modelli idrologici e rimangono tutt'ora una sfida per la ricerca futura.

La risposta idrologica di un suolo deve dunque essere messa in relazione con la scala a cui si osserva un certo fenomeno: alla scala di laboratorio, ad esempio, la configurazione dei menischi nei diversi pori di un campione di suolo, e i conseguenti gradienti del potenziale h che si instaurano per differenti curvature dei menischi medesimi, rappresenta senz'altro il fenomeno dominante; ad una scala maggiore, invece, si può avanzare qualche dubbio che questo fenomeno sia la causa che determina i principali trasferimenti di massa nel sistema (Beven, 1989). Pertanto, due importanti questioni, peraltro connesse fra loro, influenzano l'identificazione della risposta idrologica del suolo per l'applicazione dei modelli: la variabilità spaziale del particolare fenomeno in esame e la scala di osservazione del fenomeno medesimo.

I valori assunti nello spazio dalle proprietà dei suoli quasi mai risultano distribuiti in modo completamente casuale, come richiederebbe invece l'inferenza statistica, bensì mostrano una dipendenza non solo dalla distanza che separa fra loro i siti di misura, ma talvolta anche dalla direzione lungo cui sono stati eseguiti i rilievi. Si manifesta, dunque, una struttura spaziale della variabilità che può essere descritta in modo molto efficace con il ricorso a tecniche geostatistiche (Goovaerts, 1999).

La Geostatistica fu introdotta dalla Scuola Francese per la stima dei giacimenti minerari (Matheron, 1963), ma divenne ben presto uno strumento potente ed efficiente per lo studio di molti fenomeni naturali (Isaaks et al., 1983). Un approccio diverso dalla geostatistica utilizzato per la descrizione della variabilità spaziale distingue, nell'ambito della totale variabilità osservata, una componente deterministica (organizzata) e una componente stocastica della variabilità. La variazione spaziale viene considerata deterministica quando l'area presa in considerazione viene divisa in classi di suolo discrete in cui si osservano relazioni empiricamente osservate e descritte. Tali descrizioni risultano in valori esatti del parametro in posizioni specifiche del campo sperimentale. Le descrizioni stocastiche della variabilità consistono essenzialmente in stime della probabilità del valore di un certo parametro in una data posizione del campo. Nei casi più semplici, le aree possono essere rappresentate da valori medi "efficaci", ma più in generale una funzione di distribuzione di probabilità viene richiesta (Kabat et al., 1997; Zhu and Mohanty, 2002).

Dal punto di vista pedologico, le immagini fotogrammetriche aeree e le mappe topografiche consentono innanzi tutto di suddividere un'intera area di interesse in distinte unità iso-pedogenetiche, ciascuna comprendente suoli relativamente omogenei (Ferguson and Hergert, 1999). Una volta identificate le unità di suolo, si procede con un campionamento di proprietà fisiche e idrauliche del suolo lungo allineamenti o schemi a griglia di punti per poi analizzare i campioni di suolo con metodi statistici. Una visione più moderna e maggiormente orientata all'uso dei modelli di bilancio idrologico si basa sul concetto di "idrotipi" o "unità di risposta idrologica" (*Hydrologic Response Unit*, HRU), per tentare di definire aree con risposte idrologiche simili (Dehotin et al., 2008), che presentano un simile grado di variabilità delle caratteristiche idrologiche del sistema (v. figura 3.1). Per identificare tali aree si possono utilizzare metodi differenti, in particolare tenendo conto della combinazione fra le caratteristiche topografiche, l'uso del suolo, la tipologia di suolo e la distribuzione delle precipitazioni (Flugel, 1995; Kim et al., 1996; Becker and Braun, 1999; Dunn and Lilly, 2001; Vigiak et al., 2006). Le HRU vengono trattate come elementi di modelli concettuali, tuttavia tali elementi sono in genere individuati senza tenere conto dei parametri idraulici che caratterizzano il comportamento idrologico di una certa area.

La tecnica di *scaling* – ossia di similitudine geometrica – può rappresentare uno strumento utile ed efficace per delineare le HRU giacché sintetizza gli effetti della

variabilità spaziale delle caratteristiche idrauliche dei suoli di una certa area e identifica fattori di scala, ossia coefficienti di conversione, che consentono di raggruppare in una singola funzione media di riferimento le funzioni idrauliche del suolo misurate in date posizioni dell'area di interesse (Kosugi and Hopmans, 1998; Tuli et al., 2001; Haverkamp et al., 1998; Clausnitzer et al., 1992). Alcuni ricercatori interpretano la funzione idraulica di riferimento come una proprietà idraulica del suolo "efficace" o "equivalente" (Kabat et al., 1997). La tecnica di scaling si basa sulla teoria della similitudine geometrica dei suoli secondo l'ipotesi che una lunghezza caratteristica del mezzo poroso in una data posizione sia proporzionale a quella di riferimento. Pertanto, questo approccio è utile per delineare aree con comportamento idrologico simile (le HRU) in maniera deterministica poiché assumono risposte diverse al metodo dello scaling.

Una volta delineate le HRU, la distribuzione log-normale dei fattori di scala e la curva media di riferimento possono rappresentare appropriatamente la componente stocastica della variabilità spaziale delle funzioni idrauliche poiché è possibile generare infinite curve di ritenzione e di conducibilità in tutto lo spazio dell'unità idrologica di suolo. Pertanto questo secondo approccio consente la previsione della risposta idrologica a scala di bacino.

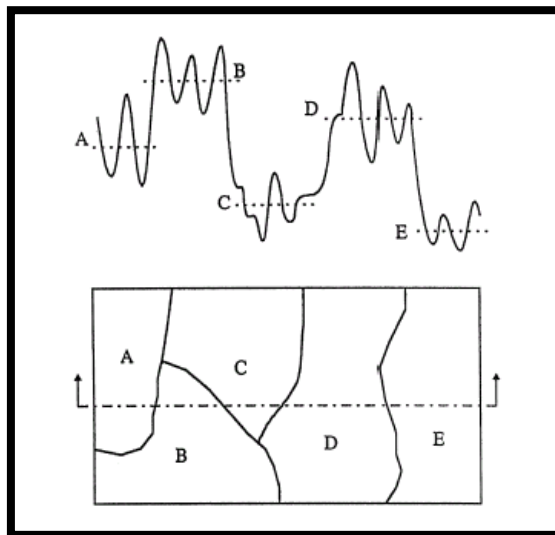


Figura 3.1 - Schema di partizione di un'area di studio in unità idrologiche simili

3.1.4. Problemi legati alla scala di evoluzione del fenomeno

Per caratterizzare la variabilità della risposta idrologica dei suoli è necessario raccogliere informazioni in diverse posizioni dell'area di interesse. E' frequente il

caso di studi alla scala di campo o di versante che utilizzano proprietà idrauliche ottenute da misure di laboratorio su un numero di campioni non rimaneggiati di suolo, prelevati in assegnate posizioni del dominio e ad una certa distanza fra loro. Sorge spesso una discrepanza fra la scala di evoluzione del fenomeno che si desidera rappresentare e la scala a cui si eseguono i rilievi.

In termini schematici, la scala di osservazione di un fenomeno può essere descritta tramite le seguenti tre grandezze:

- la scala di aggregazione spazio-temporale delle osservazioni (*support*);
- la distanza fra due osservazioni successive (*spacing*);
- l'estensione spazio-temporale delle osservazioni (*extent*) (v. figura 3.2).

Per contenere le distorsioni nelle stime di indici statistici della variabilità spaziale, Western & Blöschl (1999) suggeriscono di scegliere in modo appropriato i suddetti tre fattori che individuano la scala di osservazione. Infatti, disponendo di numerosi rilievi di contenuto d'acqua θ alla superficie del suolo nel bacino di Tarrawarra (Australia), questi autori hanno riscontrato che le stime di varianza e distanza di correlazione fra i valori di θ risultano poco distorte, dunque molto prossime ai rispettivi valori “veri”, solo quando è piccolo il volume di suolo interessato dalla misura e sono molto ravvicinati i siti di campionamento rispetto all'estensione complessiva dell'area di interesse. Proporzioni diverse fra i tre fattori prima citati possono invece generare distorsioni anche notevoli negli stimatori. L'analisi geostatistica dei dati disponibili di contenuto d'acqua evidenzia fra l'altro come tali distorsioni insorgano, a parità di media, varianza e struttura di correlazione spaziale, sia nel caso di variabilità spaziale casuale sia quando tale variabilità sia di tipo organizzato con prefissati schemi spaziali. Difficoltà ad esempio possono allora sorgere nell'interpretazione di dati di umidità del suolo rilevati con sensori remoti allorquando si intende passare ad una scala minore o maggiore rispetto a quella in cui sono state eseguite le misure.

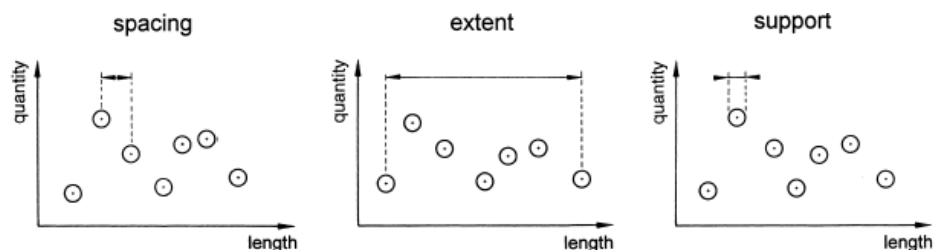


Figura 3.2 - Schema per la definizione di distanza fra i siti di misura (*spacing*), ampiezza della zona di interesse (*extent*) e volume di misura (*support*) (da Blöschl & Sivapalan, 1995).

Le proprietà idrauliche dei suoli mostrano un diverso grado di variabilità quando si opera a scale di osservazione differenti. Alla scala di laboratorio, quella dei campioni non rimaneggiati o delle colonne ricostruite di suolo, la principale causa di eterogeneità è essenzialmente dovuta alla variabilità delle dimensioni dei pori del campione e alla complessa tortuosità dei percorsi durante il deflusso dell'acqua. All'aumentare della scala, ad esempio quella di campo o di un singolo versante, le stratificazioni ed i fenomeni di pedogenesi iniziano a dominare i caratteri di variabilità spaziale. Alla scala di bacino, le differenze esistenti tra le formazioni geologiche e le facies metamorfiche sono senz'altro le cause principali dell'eterogeneità dei suoli osservata a questa scala.

La parametrizzazione dei principali flussi idrici nel suolo affronta il problema fortemente legato alla variabilità spaziale delle proprietà del suolo che esiste nella passaggio modellistico dalla scala di dettaglio a quella di campo (Seyfred and Wilcox, 1995; Hopmans and Shoups, 2005). Infatti le misure idrauliche vengono realizzate in maniera puntuale (ordine del dm^2) mentre gli enti gestori del territorio richiedono risultati modellistici a scala più larga (ordine dei km^2). Pertanto si impone la necessità di introdurre nei modelli parametri idraulici rappresentativi del comportamento idrico dell'area (in letteratura scientifica questa procedura prende il nome di “*upscaling*”).

Si possono distinguere quattro classi di scala differenti, riportate in figura 3.3 (Vereecken et al., 2007). Al livello della dimensione del poro (scala microscopica), il flusso dell'acqua è descritto dall'equazione di Navier-Stokes con la caratterizzazione della geometria del poro, le condizioni al contorno della fase e le proprietà del fluido. La scala successiva, denominata locale o macroscopica, viene caratterizzata dall'equazione di Darcy (conservazione del momento) e dall'equazione di Richards (conservazione della massa). Alla scala di campo che rappresenta sia un'unità di gestione del territorio (scala di versante) e sia una tipica unità sperimentale, viene attribuita l'equazione di Richards per descrivere il flusso d'acqua saturo. L'ultimo livello è dato dalla scala regionale corrispondente alla scala di bacino idrologico in cui i processi idrologici nel suolo sono rappresentati da parametri idraulici che vengono comunemente distinti tra aggregati ed effettivi.

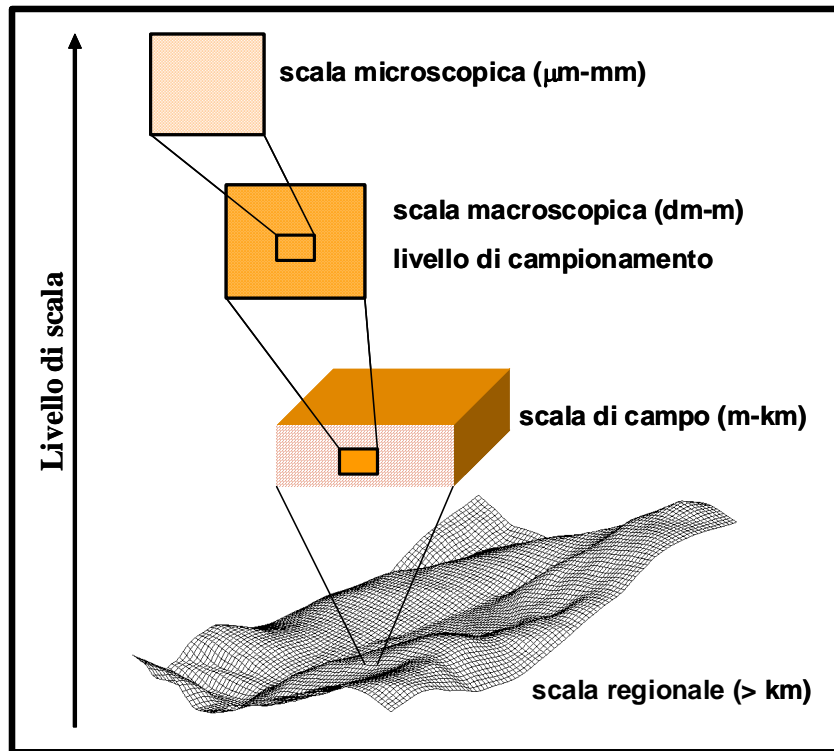


Figura 3.3 – Diagramma delle diverse scale di osservazione

I parametri aggregati vengono ottenuti da relazioni statistiche di regressione tra la composizione tessiturale e le caratteristiche idrauliche del suolo all'interno di un'unità pedologicamente simile (Kabat et al., 1997). Tale approccio è di semplice applicazione tuttavia la risposta idrologica dei modelli non risalta questo approccio per la totale trascuratezza di concetti fisici che legano la tessitura alla forte non linearità delle proprietà idrauliche.

I parametri effettivi sono definiti come valori medi che descrivono i processi di flusso idrico di un'area idrologicamente omogenea (o HRU). Un caso particolare è la tecnica dello scaling che identifica il comportamento idrologico di un'area attraverso una funzione idraulica media di riferimento per la ritenzione idrica e la conducibilità idraulica in suoli ritenuti simili geometricamente.

3.2. Metodi proposti per la caratterizzazione idraulica dei suoli

3.2.1. Aspetti teorici del modello di Arya-Paris

I pochi modelli fisicamente basati proposti in letteratura per la determinazione semplificata delle proprietà idrauliche dei suoli (Arya and Paris, 1981;

Haverkamp and Parlange, 1986) si basano sulla fondamentale relazione fra la funzione di ritenzione idrica e le proprietà fisiche del suolo, quali principalmente la densità apparente e la distribuzione granulometrica.

Il modello di Arya-Paris (modello AP) stima la funzione di ritenzione idrica di un suolo proprio tramite la conoscenza delle dimensioni delle particelle che lo costituiscono (informazione tessiturale) e dalla sua densità apparente (informazione strutturale). La base teorica di questo metodo è la stretta similitudine di forma geometrica fra la distribuzione cumulata della dimensione delle particelle e quella della caratteristica di ritenzione idrica del suolo. I diametri delle particelle misurati in laboratorio vengono ottimizzati con una funzione logistica sigmoideale che viene successivamente suddivisa in frazioni corrispondenti a specifiche classi rappresentative di diametro.

Assumendo che le particelle solide siano sferiche e i pori cilindrici, il numero di particelle (n_i) in ogni classe di diametro è determinato da:

$$n_i = \frac{6 W_i}{\pi D_i^3 \rho_s} \quad [\text{III.1}]$$

dove D_i è il diametro (L) della classe i , W_i è la massa solida corrispondente per unità di massa del campione (M). Il volume dei pori, $V_{i(p)}$ assegnati a ciascuna classe di diametro i è considerato come un singolo tubo capillare cilindrico determinato dalla seguente relazione:

$$V_{i(p)} = \left[\frac{4}{3} \pi \left(\frac{D_i}{2} \right)^3 n_i \right] e = \pi r_i^2 L_{i(n)} \quad [\text{III.2}]$$

dove r_i è il raggio del poro e $L_{i(n)}$ è la lunghezza naturale del tubo capillare totale appartenente alla classe di diametro i .

I volumi dei pori vengono progressivamente sommati e convertiti in valori di contenuto d'acqua, per ciascuna classe i , che sono determinati con la seguente relazione:

$$\theta_i = (\phi S_w) \sum_{i=0}^{i=1} W_i \quad [\text{III.3}]$$

dove ϕ è la porosità totale del suolo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) e S_w è il rapporto tra il contenuto d'acqua saturo misurato e la porosità teorica (Arya et al., 1999; Arya et al., 2008). Qualora si consideri ρ_s pari al valore costante di 2.65 g cm^{-3} , il prodotto ϕS_w nell'eq. [III.3] eguaglia θ_s .

Convertendo l'eq. [III.1], r_i viene espresso come segue:

$$r_i = \sqrt{\frac{4n_i e \left(\frac{D_i}{2}\right)^3}{3L_{i(n)}}} \quad \text{[III.4]}$$

In un suolo ideale, la lunghezza naturale del tubo capillare totale, $L_{i(c)}$, viene stimata dal numero delle particelle sferiche di suolo di raggio $(D_i/2)$ di dimensione uniforme in ogni classe di diametro i e disposte in un cubo con la relazione $L_{i(c)} = n_i D_i$. In un suolo reale la frazione solida viene trasformata in particelle non sferiche aggregate in maniera casuale attraverso il parametro empirico di tortuosità α_i quindi $L_{i(n)} = n_i^{\alpha_i} D_i$ pertanto l'equazione [III.4] viene convertita nella seguente relazione:

$$r_i = \frac{D_i}{2} \sqrt{\frac{2 e n_i^{(1-\alpha_i)}}{3}} \quad \text{[III.5]}$$

la valutazione del parametro α_i richiede una calibrazione coi dati misurati di ritenzione idrica.

Una volta definito il raggio del poro (r_i), il potenziale matriciale corrispondente $h_{m,i}$ viene calcolato con l'equazione di capillarità ($h \approx -0.149/r$). La figura 3.4 mostra i principali passaggi applicativi del modello.

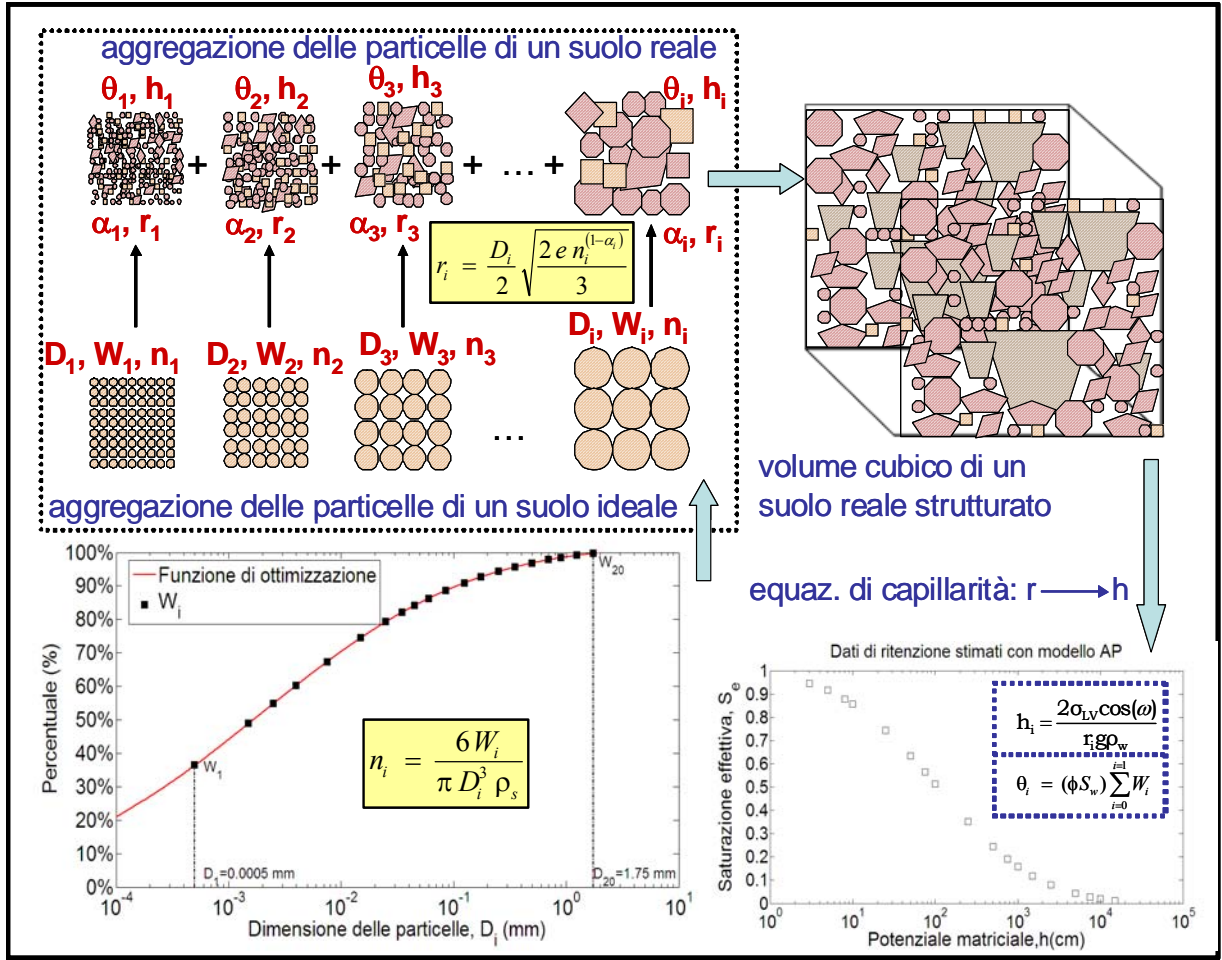


Figura 3.4 – Schema del modello di stima AP

3.2.2. Calibrazione del parametro di tortuosità

Originariamente, Arya & Paris (1981) hanno introdotto il parametro di tortuosità, α come un coefficiente costante ($\alpha=1.38$). Successivamente Arya et al. (1999) e Arya et al. (2008) hanno proposto altre due nuove formulazioni per la calibrazione del parametro di tortuosità. La prima propone di utilizzare un certo numero di dati di ritenzione misurati (j) in modo tale da calcolare il parametro α . In particolare si esplicita α dalla combinazione delle equazioni utilizzate nel modello AP in funzione del potenziale idrico misurato:

$$\alpha_i = 1 - \frac{\text{Log} \left[\frac{3}{2e} \left(\frac{0.149}{h_{mis,i} D_i / 2} \right)^2 \right]}{\text{Log}(n_i)} \quad \text{[III.6]}$$

dove $h_{mis,i}$ è il potenziale idrico misurato in corrispondenza della classe di

diametro, D_i e della percentuale ad essa corrispondente, W_i . Si giunge quindi ad una legge di calibrazione del parametro α (fig. 3.5) che consiste in 3 tipologie diverse proposte in letteratura scientifica:

1. $\alpha = \text{costante}$ (Arya and Paris, 1981);
2. $\alpha = f(h)$ (Vaz et al., 2005; Leij et al. 1996; Haverkamp et al., 1998; Haverkamp et al., 1999);
3. $\alpha = f(\theta)$ (Basile and D'Urso, 1997).

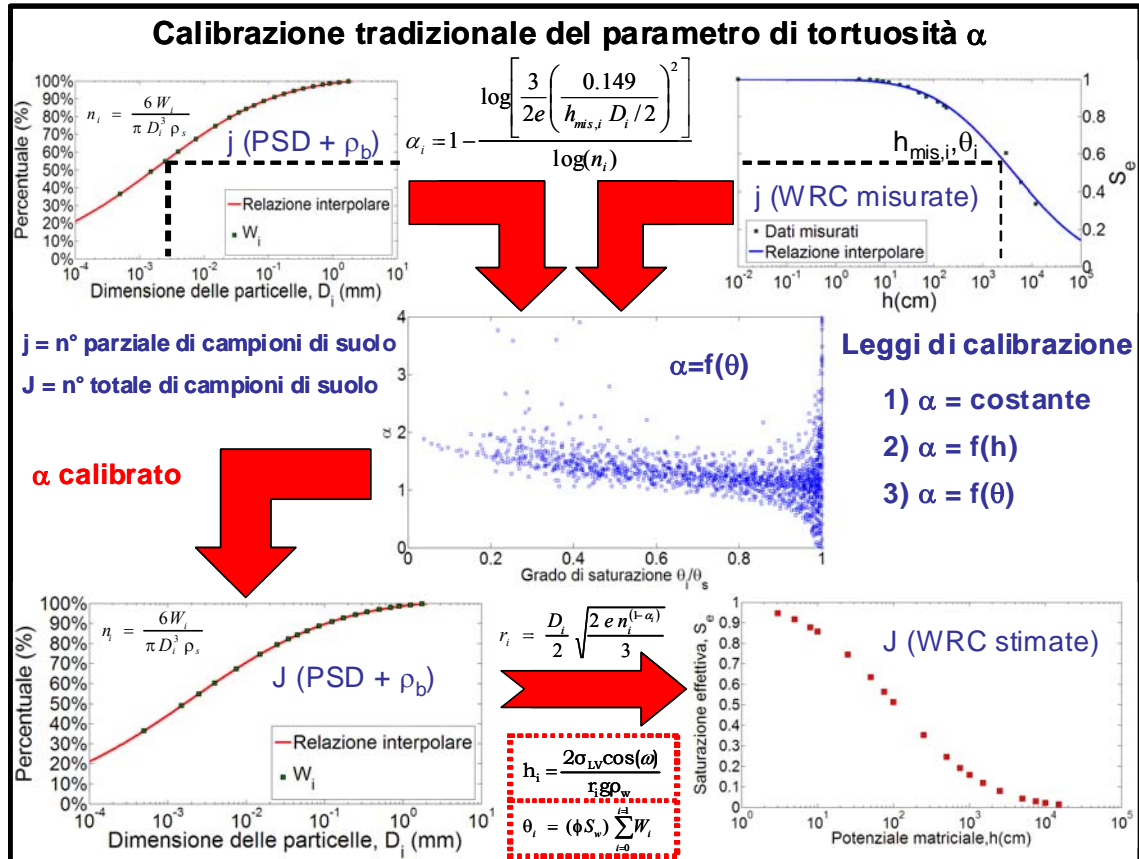


Figura 3.5 – Schematizzazione della calibrazione tradizionale del parametro α nel modello di stima AP

E' possibile utilizzare il parametro α calibrato per stimare l'intero insieme dei dati (J) di funzioni di ritenzione a partire da dati di tessitura e densità apparente. La seconda formulazione di calibrazione prevede una relazione tra i parametri $n_i^{\alpha_i}$ ed n_i che derivano rispettivamente da dati di ritenzione e di PSD misurati. Quindi dalla curva di ritenzione misurata si ricava $h_{mis,i}$, il potenziale matriciale misurato in corrispondenza della i -esima classe di diametro; invertendo le equazioni di capillarità e l'equazione [III.1] si ottiene $L_{i(n)}$:

$$L_{i(n)} = \frac{4 \left(\frac{D_i}{2} \right)^3 n_i e}{3} \left(\frac{h_{mis,i}}{0.149} \right)^2 \quad [\text{III.7}]$$

Siccome $L_{i(n)} = n_i^{\alpha_i} D_i$, dividendo il termine destro dell'equazione [III.7] per D_i , si ottengono i valori sperimentali $n_i^{\alpha_i}$. Sostituendo n_i con il termine destro dell'equazione [III.1] si ottiene la seguente relazione:

$$n_i^{\alpha_i} = \frac{7.371 W_i e h_{mis,i}^2}{\rho_s \left(\frac{D_i}{2} \right)} \quad [\text{III.8}]$$

dove 7.371 è un composto di costanti numeriche con l'unità di cm^{-4} . I valori sono calcolati per tutte le classi di diametro ed una relazione empirica viene stabilita ottimizzando i dati alla seguente relazione:

$$\log n_i^{\alpha_i} = a + b \log n_i \quad [\text{III.9}]$$

in cui a e b sono parametri empirici della retta di regressione. Il parametro di tortuosità, α_i , viene quindi calcolato nel seguente modo:

$$\alpha_i = \frac{a}{\log n_i} + b \quad [\text{III.10}]$$

Una volta stimati i valori di n_i e α_i , l'equazione [III.4] viene utilizzata per calcolare r_i . Attraverso l'equazione di capillarità i raggi dei pori vengono convertiti in pressioni matriciali che vengono accoppiati ai corrispondenti contenuti d'acqua [III.3] per costituire i dati di ritenzione stimati col modello AP. La seconda proposta di calibrazione del parametro α_i (Arya et al., 2008) prende in considerazione la stima del parametro $L_{i(n)}$ attraverso la relazione di regressione:

$$\log L_{i(n)} = c + d \log L_{i(c)} \quad [\text{III.11}]$$

dove i parametri c e d sono stimati empiricamente dalla retta di regressione ottimizzata tra i valori empirici $L_{i(n)}$ calcolati dai dati di ritenzione misurati e tra i valori $L_{i(c)}$ che corrispondono alla lunghezza totale del poro cilindrico associato al volume cubico assemblato con n_i particelle di suolo sferiche con sezione di un poro singolo pari a $0.858 (D_i/2)^2$; si ottiene quindi:

$$L_{i(c)} = \frac{V_{i(p)}}{0.858 \left(\frac{D_i}{2} \right)^2} = 4.44 \left(\frac{D_i}{2} \right) n_i \quad [\text{III.12}]$$

I valori $L_{i(n)}$ stimati con l'equazione [III.11] sono usati per calcolare direttamente r_i con l'equazione [III.4] evitando quindi l'uso del parametro α_i nell'equazione [III.5] che risulta fortemente sensibile ai parametri a e b (Arya and Dierolf, 1992).

3.2.3. La tecnica di scaling

Per l'utilizzo fatto in questo studio e per il fatto che una caratterizzazione idraulica utile ai fini delle applicazioni modellistiche deve tenere conto anche della variabilità spaziale, si ritiene opportuno soffermarsi di seguito fornendo qualche maggiore dettaglio sulla tecnica di scaling.

La tecnica dello scaling è stata introdotta in letteratura scientifica a partire dalla seconda metà degli anni '50 e consente di operare una riduzione del numero di variabili che definiscono un processo o un sistema fisico; tale riduzione viene realizzata attraverso procedure che consentono di raggruppare le variabili considerate in un numero ridotto di termini adimensionali in grado di definire i principali processi idrologici del sistema considerato. La descrizione della variabilità spaziale dei parametri idraulici viene rappresentata mediante funzioni idrauliche "equivalenti" e mediante il fattore di scala che mette in relazione le caratteristiche idrologiche fra due sistemi fisici. Infatti, il fattore di scala è indipendente dalla particolare proprietà idraulica del suolo presa in considerazione e dipende invece esclusivamente dalla posizione del punto nello spazio al quale si riferisce il valore della misura idrologica; di conseguenza, la variabilità delle caratteristiche idrologiche del suolo può essere ricondotta a quella del fattore di scala. Il presupposto teorico che sta alla base della tecnica dello scaling è rappresentato dalla condizione di similitudine nella geometria

microscopica (Miller & Miller, 1956). Due suoli in condizioni di similitudine geometrica avranno di conseguenza la stessa distribuzione di frequenza delle particelle e dei pori e quindi la medesima porosità. E' così possibile pervenire in modo più semplice ad una caratterizzazione idraulica in diverse posizioni del dominio tramite la conoscenza delle funzioni "efficaci" $\theta(h)_{eff}$ e $K(\theta)_{eff}$ nonché della distribuzione di probabilità dei valori assunti nello spazio dai rapporti di scala o di similitudine. Tale ipotesi risulta molto forte, infatti la sua validità inizialmente è stata confermata solo attraverso prove di laboratorio su filtri di sabbia (Klute and Wilkinson, 1958; Elrick et al., 1959; Schroth et al., 1996) e, anche se non ha trovato effettiva rispondenza nei suoli, è stata utilizzata da vari autori (Warrick et al., 1958b; Simmons et al., 1979; Rao et al., 1983; Nielsen et al., 1998) i quali hanno valutato la distribuzione dei fattori di scala non con riferimento alla geometria del mezzo poroso, ma adattando empiricamente con tecniche di regressione statistica le funzioni idrauliche del suolo misurate in punti diversi. Tali tecniche, generalmente utilizzate in letteratura scientifica come tecniche di normalizzazione funzionale (Tillotson & Nielsen, 1984; Ciollaro & Comegna, 1989; Vogel et al., 1991; Comegna et al., 2000) hanno lo scopo di ridurre la dispersione dei dati sperimentali concentrandoli su una curva media di riferimento senza alcun fondamento fisico. Un approccio alternativo per ottenere i fattori di scala è l'analisi dimensionale, la cosiddetta analisi di similitudine, che è basata su fondamenti fisici ed include anche approcci basati sui modelli frattali (Tyler and Wheatcraft, 1990, 1992; Rieu and Sposito, 1991a, 1991b, 1991c; Perrier et al., 1996; Pachepsky et al., 2000).

Una delle maggiori limitazioni risiede nel fatto che vi è la necessità di acquisire informazioni di dettaglio sulla variabilità delle proprietà idrauliche del suolo per cui si richiedono campagne di misura estese utilizzando i metodi tradizionali di campionamento. Pertanto la determinazione dei fattori di scala partendo da dati di ritenzione misurati con le tecniche tradizionali di laboratorio resta ancora oggi molto onerosa e richiede molto tempo.

Lo studio di questa tesi mira all'utilizzo di un metodo di scaling fisicamente basato inizialmente proposto da Kosugi and Hopmans (1998) e successivamente approfondito da Tuli et al. (2001). Tale approccio propone infatti un'interpretazione teorica per la distribuzione dei fattori di scala assumendo una distribuzione statistica di natura log-normale delle dimensioni dei pori del suolo.

In letteratura esistono riferimenti bibliografici che provano tale distribuzione per rappresentare la porosità (Gardner, 1956; Brutsaert, 1966; Nimmo, 1997; Pachepsky et al., 1995). Di conseguenza la forma funzionale del modello di ritenzione idrica proposto da Kosugi (1996) per suoli con una distribuzione dei pori log-normale, è caratterizzata da parametri con un significato fisico. Basata sul concetto della similitudine geometrica del mezzo poroso proposta da Miller and Miller (1956), la distribuzione dei fattori di scala fisicamente basati viene stimata e, combinata insieme con la funzione di ritenzione di riferimento, caratterizza la variabilità spaziale delle proprietà idrauliche del suolo.

L'assunzione fondamentale del concetto introdotto da Miller and Miller asserisce che suoli geometricamente simili sono caratterizzati da identiche forme dei pori, hanno porosità uguale, stesse distribuzioni della dimensione dei pori e delle particelle di suolo ma differiscono nella lunghezza di scala a livello microscopico. Tuttavia l'ipotesi delle porosità identiche tra i suoli risulta troppo restrittiva, perciò il contenuto volumetrico di acqua viene normalizzato rispetto alla porosità e si introduce il grado di saturazione effettivo nel modello di ritenzione idrica di Kosugi (1996).

3.2.3a. Metodo fisico-empirico di scaling

Il fattore di scala, δ_j , è definito come rapporto tra una lunghezza caratteristica, λ_j , del campione di suolo j e la lunghezza caratteristica, λ_{ref} , di un suolo di riferimento:

$$\delta_j = \frac{\lambda_j}{\lambda_{ref}} \quad [III.13]$$

Il concetto di similitudine di Miller and Miller (1956) è definito alla scala microscopica dello spazio del poro e richiede che i mezzi porosi in diversi siti differiscano solo nella scala della geometria microscopica interna (Warrick et al., 1977). Assumendo quindi che la distribuzione della dimensione del poro sia una quantità invariante, Kosugi and Hopmans (1998) hanno definito il raggio del poro r come lunghezza caratteristica microscopica, sicchè l'equazione [III.13] diventa:

$$\delta_j = \frac{r_j}{r_{ref}} \quad [\text{III.14}]$$

dove r_j e r_{ref} sono rispettivamente il raggio più ampio del poro riempito d'acqua per il campione di suolo j , e il raggio a saturazione effettiva equivalente del suolo di riferimento (fig. 3.6). Poichè $r_{m,i}$ ($S_e = 0.5$) è assunto come un raggio di poro rappresentativo per caratterizzare le singole curve di ritenzione, il suo valore viene selezionato come lunghezza caratteristica macroscopica di scala, in questo modo l'equazione [III.14] diventa:

$$\delta_j = \frac{r_{m,j}}{r_{m,ref}} \quad [\text{III.15}]$$

Si impone che la media geometrica dell'insieme dei fattori di scala sia unitaria:

$$\prod_{j=1}^J \delta_j^{1/J} = 1.0 \quad \text{oppure} \quad \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \ln \delta_j = 0 \quad [\text{III.16}]$$

ed è stato dimostrato da Kosugi and Hopmans (1998) che $\ln r_{m,ref}$ è uguale alla media aritmetica di tutti i valori $\ln r_{m,j}$ nell'insieme. Di conseguenza, utilizzando l'equazione della capillarità, si calcolano:

$$\ln h_{m,ref} = \text{Mean}(\ln h_{m,j}) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \ln h_{m,j} \quad [\text{III.17}]$$

$$\sigma_{ref}^2 = \text{Mean}(\sigma_j^2) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \sigma_j^2 \quad [\text{III.18}]$$

dove J indica il numero dei campioni di suolo nel dataset mentre i singoli valori di $\ln h_{m,j}$ e σ_j^2 vengono determinati dall'ottimizzazione dell'equazione [II.19].

Pertanto, la curva di ritenzione di riferimento viene descritta nella forma seguente:

$$S_{e,ref}(\ln h) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{(\ln h - \ln h_{m,ref})}{\sigma_{ref} \sqrt{2}} \right] \quad [\text{III.19}]$$

dove $\ln h_{m,ref}$ rappresenta la media dei valori $\ln h$ per il suolo di riferimento. I fattori di scala per ogni campione di suolo, j , possono essere direttamente calcolati da:

$$\delta_j = \frac{h_{m,ref}}{h_{m,j}} \quad [\text{III.20}]$$

Kosugi and Hopmans (1998) hanno dimostrato che i fattori di scala calcolati con l'equazione [III.20], assumendo un modello di distribuzione log-normale, sono distribuiti lognormalmente.

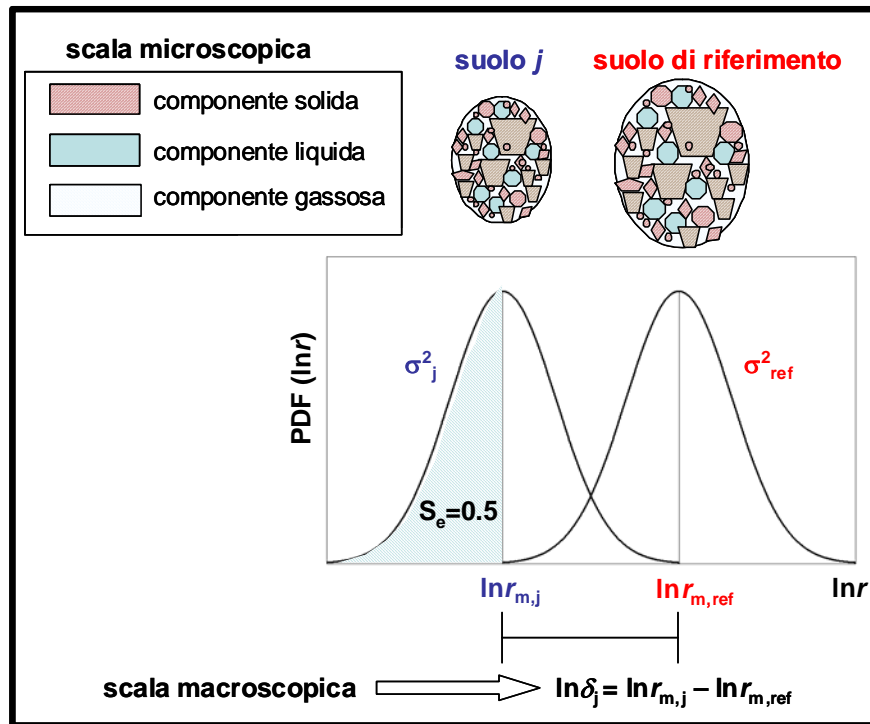


Figura 3.6 – Teoria della tecnica di scaling

Tuli et al. (2001) hanno utilizzato per le curve di conducibilità idraulica gli stessi fattori di scala, δ_i , ottenuti dalle curve di ritenzione utilizzando quindi $r_{m,i}$ come lunghezza caratteristica di scala per entrambe le funzioni idrauliche:

$$K_i(S_{e,i}) = \delta_i^2 K_{ref}(S_{e,i}) \quad [\text{III.21}]$$

Mualem (1976) ha proposto il seguente modello di previsione della conducibilità idraulica relativa, che può essere risolto per $K_{r,i}$, assumendo che la funzione di ritenzione del suolo, $S_{e,i}(h)$ sia nota:

$$K_{r,i} = \frac{K_i(S_{e,i})}{K_{s,i}} = S_{e,i}^l \left[\frac{\int_0^{S_{e,i}} \frac{dS_{e,i}}{h}}{\int_0^1 \frac{dS_{e,i}}{h}} \right]^2 \quad [\text{III.22}]$$

La conducibilità idraulica relativa del campione di suolo i , $K_{r,i}$, è calcolata da $K_i(S_{e,i})$ e dalla conducibilità idraulica satura, $K_{s,i}$ (L T^{-1}). Nel modello di previsione della conducibilità idraulica non satura, l descrive il grado di connettività tra i pori che conducono l'acqua nel mezzo poroso. In genere l viene assunto pari a 0.5. Combinando le equazioni [III.22] e [II.21] si ottiene la relazione funzionale tra $K_{r,i}$ e $S_{e,i}$:

$$K_{r,i}(S_{e,i}) = S_{e,i}^{0.5} \left\{ \frac{1}{2} \text{erfc} \left[\text{erfc}^{-1}(2S_{e,i}) + \frac{\sigma_i}{\sqrt{2}} \right] \right\}^2 \quad [\text{III.23}]$$

dove erfc^{-1} denota la funzione dell'errore complementare inverso. Analogamente, la sostituzione dell'equazione [II.23] nel modello di Mualem fornisce la funzione di conducibilità idraulica di riferimento:

$$K_{r,ref}(S_e) = \frac{K_{ref}(S_{e,ref})}{K_{s,ref}} = S_{e,ref}^{0.5} \left\{ \frac{1}{2} \text{erfc} \left[\text{erfc}^{-1}(2S_{e,ref}) + \frac{\sigma_{ref}}{\sqrt{2}} \right] \right\}^2 \quad [\text{III.24}]$$

dove $K_{ref}(S_{e,ref})$ e $K_{s,ref}$ rappresentano rispettivamente la conducibilità idraulica non satura e la conducibilità idraulica satura del suolo di riferimento, e $S_{e,ref}$ rappresenta la curva di ritenzione del suolo di riferimento [II.21]. Scrivendo l'equazione [III.19] per la conducibilità idraulica a saturazione e assumendo che

la media geometrica dei fattori di scala dell'insieme dei campioni di suolo sia unitaria, si ottiene il risultato che la conducibilità idraulica a saturazione del suolo di riferimento ($K_{s,ref}$) è uguale alla sua media geometrica:

$$\ln K_{s,ref} = Mean(\ln K_{s,i}) = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I \ln K_{s,i} \quad [III.25]$$

3.3 Bibliografia

- Anderson, A.N., McBratney A.B., 1995. Soil aggregates as mass fractals. *Australian Journal of Soil Research* 33, 757-772.
- Arya, L. M., Paris J.F., 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:1023-1030.
- Arya, L.M., Bowman D.C., Thapa B.B., Cassel D.K., 2008. Scaling soil water characteristics of golf course and athletic field sands from particle-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72:25-32.
- Arya, L.M., Dierolf T.S., 1992. Predicting soil moisture characteristics from particle-size distribution: An improved method to calculate pore radii from particle radii. p.115-125. In M. Th. van Genuchten et al. (ed.) *Proc. Int. Workshop on Indirect Meth. For Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, Riverside, CA.
- Arya, L.M., Leij F. J., Van Genuchten M., Shouse P., 1999. Scaling parameter to predict the soil water characteristic from particle-size distribution data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:510-519.
- Basile, A., D'Urso G., 1997. Experimental corrections of simplified methods for predicting water retention curves in clay-loamy soils from particle-size determination. *Soil Technology* 10:261-272
- Becker, A., and P. Braun. 1999. Disaggregation, aggregation and spatial scaling in hydrological modeling. *J. Hydrol.*, 217:239-252.
- Beven, K.J., 1989. Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models, *J. Hydrol.* 105: 157-172.
- Bird, N.R.A., Perrier E., Rieu M., 2000. The water retention function for a model of soil structure with pore and solid fractal distributions. *European Journal of Soil Science* 51: 55-63.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modeling: A review, *Hydrological processes*, 9: 251-290.
- Bouma, J., 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advances in Soil Science* 9: 177-213.
- Brakensiek, D.L., Rawls W.J., Stephenson G.R., 1984. Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils. *ASAE Paper No. PNR-84203*, St. Joseph, MI.
- Brutsaert, W. 1966. Probability laws for pore-size distributions. *Soil Sci.* 101:85-92.
- Chan, T.P., Govindaraju R.S., 2004. Soil water retention curves from particle-size distribution data based on polydisperse sphere systems. *Vadose Zone J.* 3:1443-1454.
- Ciollaro, G. & Comegna, V., 1989. Methodology for the study of hydraulic properties of soil on a plot scale, *Proc. of 11th Int. Congress on Agricultural Engineering*, ed. V.A. Dodd & P.M. Grace, A.A. Balkema, Rotterdam. pp. 471-480.
- Clausnitzer, V., J.W. Hopmans, and D.R. Nielsen. 1992. Simultaneous scaling of soil water retention and Hydraulic conductivity curves. *Water Resour. Res.* 28:19-31.
- Comegna, V., Basile A., 1992. Variabilità spaziale e temporale del contenuto idrico del suolo, *Rivista di Ingegneria Agraria*, 23: 147-156.

- Comegna, V., Damiani, P. & Sommella, A., 2000 Scaling the saturated hydraulic conductivity of a vertic ustorthens soil under conventional and minimum tillage, *Soil & Tillage Research*. 54, 1-9.
- Cornelis, W.M., Ronsyn J., van Meirvenne M., Hartman R., 2001. Evaluation of pedotransfer functions for predicting the soil moisture retention curve. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65:638-648.
- Cosby, B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn, T.R., 1984. A statistical exploration of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research* 20: 682-690.
- Cressie, N., Hawkins D.M., 1980. Robust estimation of the variogram: I, *Math. Geol.* 12: 115-125.
- De Wrachien, D., 1975. Procedimenti automatici di trattamento dei dati idrologici, *Idrotecnica*. 2: 59-67.
- Dehotin, J., Braud I., 2008. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large-scale catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12: 769-796.
- Delhomme, J.P., 1978. Kriging in the hydrosience, *Adv. Water Resour.* 1: 251-266.
- Dirksen, C., 1991. Unsaturated hydraulic conductivity. In: *Soil Analysis: Physical Methods*. K.A. Smith and C.E. Mullins (Eds.) pp. 209-269. Marcel Dekker, New York.
- Dunn, S.M, and A. Lilly. 2001. Investigating the relationship between a soils classification and the spatial parameters of a conceptual catchment-scale hydrological model. *J. Hydrol.* 252:157-173.
- Elrick, D.E., Scandrett J.H., Miller E.E., 1959. Tests of capillary flow scaling. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23: 329-332.
- Espino, A., Mallants D., Vanclooster M., Feyen J., 1995. Cautionary notes on the use of pedo-transfer functions for estimating soil hydraulic properties. *Agric. Water Manag.* 29:235-253.
- Ferguson, R.B., and G.W. Hergert. 1999. Sampling and spatial analysis techniques for quantifying soil map unit composition. In *Assessment of Non-Point Source Pollution in the Vadose Zone*, Corwin, D.L., Loague, K., Ellsworth T.R. (Eds.), *Geological Monograph Series 108*, American Geophysical Union, Washington, D.C. 79-94.
- Flügel, W. A., 1995. Delineating Hydrological Response Units by Geographical Information System analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl in Germany. *Hydrol. Process.*, 9: 423-436.
- Gardner W.R. 1965 - Water content, in "Methods" of soil analysis, part 1 (Black, C. A. Ed.). *Am. Soc. Agron.*, Madison, pp. 82-187
- Gardner, W.R. 1956. Representation of soil aggregate-size distribution by a logarithmic-normal distribution. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20: 151-153.
- Gee, G.W., Ward A.L., 1999. Innovations in two-phase measurements of hydraulic properties. In van Genuchten, M.Th., Leij, F. & Wu, L. (eds.), *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media*; *Proc. inter. workshop, Riverside (CA-USA), 22-24 October 1997*: University of California.
- Ghosh, R.K., 1976. Model of the soil moisture characteristic. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 24:353-355.
- Goovaerts, P., 1999. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives, *Geoderma*, 89:1-45.
- Gupta, S.C., Larson W.E., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter content, and bulk density. *Water Resources Research* 15: 1633-1635.
- Haverkamp, R., Bouraoui F., Angulo-Jaramillo R., Zammit C., Delleur J.W., 1998. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. chap. V5.1-50. J.W. Delleur (ed.) In *The Handbook of Groundwater Engineering*. CRC Press.
- Haverkamp, R., Bouraoui F., Zammit C., Angulo-Jaramillo R., 1999. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. 5.1-5.50. J.W. Delleur (ed.) In *The Handbook of Groundwater Engineering*. CRC Press LLC, Boca Raton, FL.
- Haverkamp, R., F. Bouraoui, R. Angulo-Jaramillo, C. Zammit, and J.W. Delleur. 1998. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. chap. V5.1-50. J.W.

- Delleur (ed.) In The Handbook of Groundwater Engineering. CRC Press.
- Haverkamp, R., Parlange J.Y., 1986. Predicting the water retention curve from particle-size distribution: I. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.* 142:325–339.
- Heuvelink, G.B.M., Webster R., 2001. Modelling soil variation: past, present and future. *Geoderma*, 100: 269-301.
- Hopmans, J.W., and G.H. Schoups. 2005. Soil water flow at different spatial scales. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, hsa70.
- Hunt, A.G., Gee G.W., 2002. Water retention of fractal soil models using continuum percolation theory. *Vadose Zone J.* 1:252–260.
- Hwang, S.I., Powers S., 2003. Using particle-size distribution models to estimate soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67:1103:1112.
- Isaaks, E., Srivastava M.R., 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics* Oxford University Press Inc., New York.
- Journel, A.G., Huijbregts C.J., 1978. *Mining Geostatistics* Academic Press Inc., London.
- Kabat, P., R.W.A. Hutjes, and R.A. Feddes. 1997. The scaling characteristics of soil parameters: from plot scale heterogeneity to subgrid parameterization. *J. Hydrol.* 190:363-396.
- Kern, J.S., 1995. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59:1134-1141.
- Kim, C.P., Stricker J.N.M., 1996. Influence of spatially variable soil hydraulic properties and rainfall intensity on the water budget. *Water Resour. Res.* 32: 1699-1712.
- Klute, A., 1986. Water retention: Laboratory methods. In: Klute, A. (Ed). *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. 2nd Ed. Agronomy Monograph 9, pp. 635-662. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Klute, A., Wilkinson G.E., 1958. Some tests of similar media concept of capillary flow; I. Reduced capillary conductivity and moisture characteristic data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 22: 278-281.
- Kosugi K., and Hopmans J.W., 1998, "Scaling water retention curves for soils with lognormal pore-size distribution" *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62(6):1496-1505.
- Kosugi, K., 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 32: 2697-2703.
- Leij, F.J., Alves W.J., van Genuchten M.Th., Williams J.R., 1996. The UNSODA-Unsaturated Soil Hydraulic Database—User's manual Version 1.0 Report EPA/600/R-96/095. National Risk Management Research Laboratory, Office of Research Development, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH.
- Matheron, G., 1963. Principles of geostatistics, *Economic Geology* 58: 1246-1266.
- Miller, E.E., and R.D. Miller. 1956. Physical theory of capillary flow phenomena. *J. Appl. Phys.* 27:324-32.
- Minasny, B., McBratney A.B., 2002. Uncertainty analysis for pedotransfer functions, *European Journal of Soil Science*, 53:417-429.
- Minasny, B., McBratney A.B., 2000. Evaluation and development of hydraulic conductivity pedotransfer functions for Australian soil. *Australian Journal of Soil Research* 38, 905-926.
- Minasny, B., McBratney A.B., 2002. The efficiency of various approaches to obtaining estimates of soil hydraulic properties. *Geoderma*, 107:55-70.
- Minasny, B., McBratney A.B., Bristow K.L., 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water retention curves, *Geoderma*, 93:225-253.
- Minasny, B., McBratney A.B., Salvador-Blanes S., 2008. Quantitative models for pedogenesis – a review. *Geoderma*, 144:140-157.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12(3):513-522.
- Nemes, A., Schaap M.G., Leij F.J., 1999. The UNSODA unsaturated soil hydraulic database, version 2.0 U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA-USA.
- Nielsen, D.R., J.W. Hopmans, and K. Reichardt. 1998. An emerging technology for scaling field soil-water behaviour. p. 136–166. In G.
- Nimmo, J.R. 1997. Modeling structural influences on soil water retention. *Soil Sci. Soc.*

- Am. J. 61:712–719.
- Pachepsky, Y., J.W. Crawford, and W.J. Rawls. 2000. Fractals in soil science. *Dev. Soil Sci.* 27. Elsevier Science, Amsterdam.
- Pachepsky, Ya.A., R.A. Shcherbakov, and L.P. Korsunskaya. 1995. Scaling of soil water retention using a fractal model. *Soil Sci.* 159: 99–104.
- Pachepsky, Ya.A., Rawls W.J., 1999. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. *Soil Science Society of America Journal* 63: 1748-1756.
- Pachepsky, Ya.A., Rawls W.J., 2004. Status of pedotransfer functions. In “Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology” (Y.A. Pachepsky and W.J. Rawls, eds.), pp. vii-xvi, *Developments in Soil Science*, vol. 30, Elsevier Science B.V., ISBN: 0-444-51705-7.
- Perrier, E., M. Rieu, G. Sposito, and G. de Marsily. 1996. Models of the water retention curve for soils with a fractal pore-size distribution. *Water Resour. Res.* 32:3025–3031.
- Rajkai, K., Varallyay G., 1992. Estimating soil water retention from simpler properties by regression techniques. p. 417–426. In M.Th. van Genuchten et al. (ed.) *Proc. Int. Workshop on Indirect Methods*
- Rao, P.S.C., Jessup R.E., Hornsby A.C., Cassel D.K., Pollans W.A., 1983. Scaling soil microhydrologic properties of Lakeland and Konawa soils using similar media concepts. *Agric. Water Manage.* 6:277-290.
- Rawls, W.J., Brakensiek D.L., Saxton K.E., 1982. Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE* 25: 1316-1320.
- Rieu, M., and G. Sposito. 1991a. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 1231–1238.
- Rieu, M., and G. Sposito. 1991b. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: II. Application. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:1239–1244.
- Rieu, M., and G. Sposito. 1991c. The water characteristic curve of fragmented porous-media and the fractal nature of soil structure. *C. R. Acad. Sci. Ser. 2* 312:1483–1489.
- Santini, A., 1985. La caratterizzazione idraulica dei suoli, in "Escursione-dibattito: I suoli caratterizzati da particolare regime idrologico" Lipotipografia Della Torre, Portici (Napoli), 41-64.
- Santini, A., 1997. Conducibilità idraulica del suolo non saturo. In Pagliai, M. (coord.), *Metodi di analisi fisica del suolo*. Franco Angeli Editore, Firenze.
- Saxton, K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendick R.I., 1986. Estimating generalized soil water characteristics from soil texture. *Soil Science Society of America Journal* 50: 1031-1036.
- Schaap, M.G., Lebron I., 2001. Using microscope observations of thin sections to estimate soil permeability with the Kozeny-Carman equation. *J. Hydrol.* 251:186-201.
- Schaap, M.G., Leij F.J., 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions, *Soil Sci.*, 163:765-779.
- Schaap, M.G., Leij F.J., 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.* 163:765–779.
- Schaap, M.G., Leij F.J., van Genuchten Th.M., 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251:163–176.
- Scheinost, A.C., Sinowski, W., Auerswald, K., 1997a. Regionalization of soil buffering functions: A new concept applied to K/Ca exchange curves. *Advances in GeoEcology* 30: 23-38.
- Scheinost, A.C., Sinowski, W., Auerswald, K., 1997b. Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma* 78: 129-143.
- Schroth, M.H., S.J. Ahearn, J.S. Selker, and J.D. Istok. 1996. Characterization of Miller-similar silica sands for laboratory hydraulic studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60:1331–1339.
- Schulz, K., Seppelt R., Zehe E., Vogel H.J., Attinger S., 2006. Importance of spatial structures in advancing hydrological sciences. *Water Resour. Res.* 42: W03S03.
- Seyfred, M.S., Wilcox B.P., 1995. Scale and the nature of spatial variability: field example having implications for hydrologic modeling. *Water Resour. Res.* 31: 173-184.

- Shepard, J.C., 1993. Using a fractal model to compute the hydraulic conductivity function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:300–306.
- Simmons, C.S., Nielsen D.R., Biggar J.W., 1979. Scaling of field-measured soil water properties. *Hilgardia* 47: 77-173.
- Smettem, K.J.R., Gregory P.J., 1996. The relation between soil water retention and particle size distribution parameters for some predominantly sandy Western Australian soils. *Australian Journal of Soil Research* 34: 695-708.
- Sposito (ed.) Scale dependence and scale invariance in hydrology. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Sposito, G., 1986. The “physics” of soil water physics, *Water Resour. Res.*, 22: 83S-88S.
- Tietje, O., Tapkenhinrichs M., 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57:1088-1095.
- Tillotson, P.M. & Nielsen, D.R., 1984. Scale factors in soil science. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 953-959.
- Tomasella, J., Hodnett M.G., Rossato L., 2000. Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64:327-338.
- Tuli, A., K. Kosugi, J.W. Hopmans. 2001. Simultaneous scaling of soil water retention and unsaturated hydraulic conductivity functions assuming lognormal pore-size distribution. *Water Resour. Res.* 24: 677-688.
- Tyler, S., Wheatcraft S., 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:987-996.
- Tyler, S.W., and S.W. Wheatcraft. 1990. Fractal processes in soil water retention. *Water Resour. Res.* 26:1047–1054.
- Tyler, S.W., and S.W. Wheatcraft. 1992. Fractal scaling of soil particle size distributions: Analysis and limitations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:362–369.
- Ünlü, K., Nielsen D.R., Biggar J.W., Morkoc F., 1990. Statistical parameters characterizing the spatial variability of selected soil hydraulic properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 1537-1547.
- Vaz C.M.P., Iossi M. d. F., Naime J. d. M., Macero A., Reichert J. M., Reinert D.J., Cooper M., 2005. Validation of the Arya and Paris water retention model for brazilian soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69:577-583
- Vereecken, H., 1995. Estimating the unsaturated hydraulic conductivity from theoretical models using simple soil properties. *Geoderma*, 65:81-92.
- Vereecken, H., Diels J., Feyen J., 1990. Functional evaluation of pedo-transfer-functions for soil hydraulic properties. *Transactions of the 14th International Congress of Soil Science Kyoto* 5: 533-534.
- Vereecken, H., Diels J., van Orshoven J., Feyen J., Bouma J., 1992. Functional evaluation of pedotransfer functions for the estimation of soil hydraulic properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:1371-1378.
- Vereecken, H., Kasteel R., Vanderborght J., Harter T., 2007. Upscaling hydraulic properties and soil water flow processes in heterogeneous soils: a review. *Vadose Zone J.* 6:1-28.
- Vereecken, H., Maes J., Feyen J., Darius P., 1989. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science* 148: 389-403.
- Vigiak, O., van Dijck S.J.E., van Loon E.E., Stroosnijder L., 2006. Matching hydrologic response to measured effective hydraulic conductivity. *Hydrol. Process.* 20:487-504.
- Vogel, T., M. Cislérova, and J.W. Hopmans. 1991. Porous media with linearly variable hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 27: 2735–2741.
- Wang, D., 2002. Dynamics of soil water and temperature in aboveground sand cultures used for screening plant salt tolerance. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66:1484–1491.
- Warrick, A.W., Mullen G.J., Nielsen D.R., 1977b. Scaling field-measured soil hydraulic properties using similar media concept. *Water Resour. Res.* 13: 355-362.
- Western, A.W., Blöschl, G., 1999. On the spatial scaling of soil moisture, *J. Hydrol.*, 217: 203-224.
- Wösten, J.H.M., Lilly A., Nemes A., Le Bas C., 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of Europeans soils. *Geoderma*, 90:169-185.

- Wösten, J.H.M., Pachepsky Ya.A., Rawls W.J., 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *J. Hydrol.* 251:123–150.
- Wosten, J.H.M., van Genuchten M.Th., 1988. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:1762–1770.
- Zhu, J., Mohanty B.P., 2002. Spatial averaging of van Genuchten hydraulic parameters for steady-state flow in heterogeneous soils: a numerical study. *Vadose Zone J.* 1:261–272.
- Zhuang, J., Jin Y., Miyazaki T., 2001. Estimating water retention characteristic from soil particle-size distribution using a no-similar media concept. *Soil Sci.* 166:308–321

CAPITOLO IV

Area di studio e indagini sperimentali

4.1 Descrizione dell'area di studio

4.1.1 Inquadramento geografico

Le indagini di ricerca sono state svolte su un versante del Bacino del Fiume Alento in provincia di Salerno (Regione Campania), che in parte ricade nel Parco del Cilento e del Vallo di Diano e presenta una superficie complessiva di circa 450 km². Le altitudini, all'interno del bacino, nella parte centrale, si mantengono generalmente al di sotto dei 400 m s.l.m. che rappresenta anche l'altitudine media. Le pendenze dei versanti sono in genere molto elevate per quote maggiori dei 400 m s.l.m., mentre tendono a valori minimi a quote al di sotto di 100 m s.l.m. I rilievi montagnosi che delimitano il bacino imbrifero dell'Alento sono costituiti da rocce calcaree (M. Vesole) o arenacee (M. Gelbison), mentre i rilievi collinari sono stati modellati nelle serie del Flysch del Cilento costituito da alternanze di bancate calcaree, arenacee ed argillose. Nella parte centrale del territorio prevalgono le bancate calcaree ed arenacee con intercalazione argillose, mentre nella parte meridionale ed orientale sono predominanti le argille, argille e limo con intercalazioni arenacee o marnose.

Il bacino imbrifero del Fiume Alento sotteso dalla sezione a quota 86 m s.l.m. in cui è impostata la diga di Piano della Rocca ha estensione $A = 102.15 \text{ km}^2$ e una altitudine media $Y_m = 424 \text{ m s.l.m.}$. Il punto centrale del corpo diga ha le seguenti coordinate (rispetto al meridiano M. Mario di Roma): latitudine $40^\circ 18' 52",26$ e longitudine $2^\circ 39' 28",31$. Lo sbarramento si trova in località Piano della Rocca del Comune di Prignano C.to (SA) ed è alimentato direttamente da un bacino imbrifero caratterizzato da ampia ed allungata concavità solcata da numerose immissioni vallive, con pendenze medio-basse ed una diffusa copertura arborea. Le quote di ritenuta dell'invaso minima e massima sono rispettivamente 96.00 e 118.50 m s.l.m. (quota del ciglio dello sfioratore laterale). Lo specchio idrico del serbatoio alla quota di massima ritenuta si estende per circa 140 ettari con un fetch di circa 3.8 km. Il deflusso idrico superficiale medio annuo alla sezione di imposta della diga è di 52106 m³ (Puglisi, 1978) ed il

serbatoio ha una capacità utile di 26106 m³ e un volume d'invaso massimo di 342106 m³ (Alliegro et al., 2002). La finalità principale della diga è la regolazione delle portate del F. Alento per uso potabile, irriguo, civile non potabile ed idroelettrico. L'inquadramento geografico dell'area di studio viene mostrato in figura 4.1.

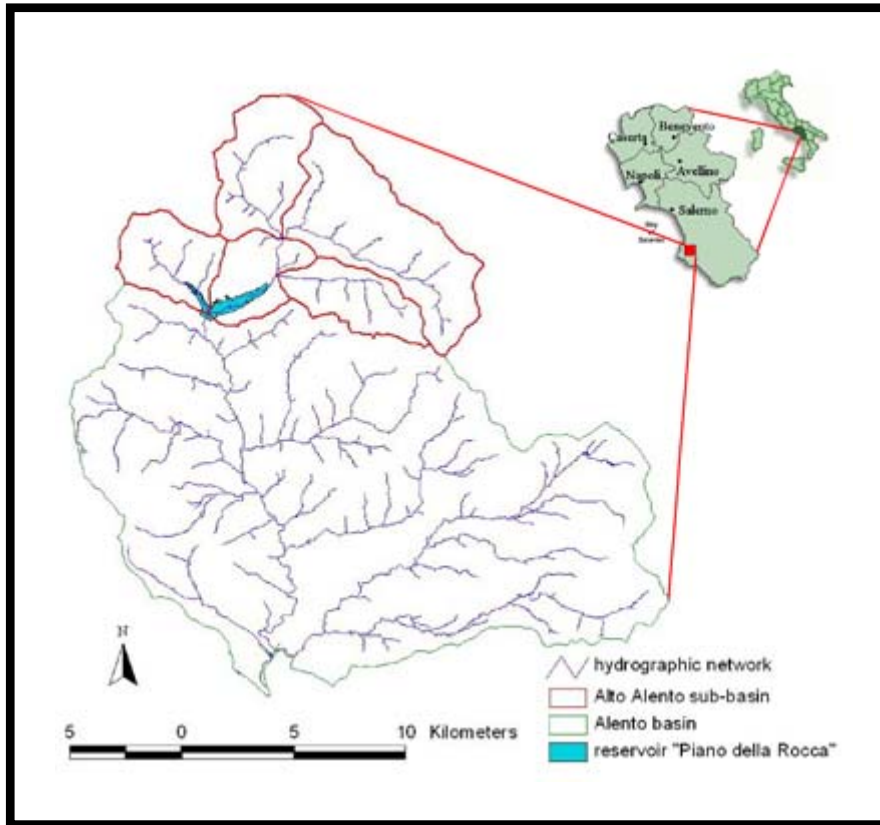


Figura 4.1 – Inquadramento geografico del bacino idrografico del Fiume Alento

L'area di studio è caratterizzata da un clima mediterraneo di tipo sub-umido, secondo le classificazioni climatiche di Emberger e di Thornthwaite. La precipitazione media annua è di circa 1200 mm/anno, concentrata prevalentemente tra l'autunno e la primavera, con valori medi mensili massimi in novembre pari a 170 mm, cui segue un'estate secca con precipitazioni scarse o assenti. La temperatura media annua è di 15 °C, con valori medi mensili minimi di 7 °C in gennaio e massimi di 23°C in agosto.

4.1.2 Inquadramento geomorfologico

I bacini del F. Alento a monte della sezione di Casalvelino Scalo e a monte della diga di Piano della Rocca sono stati oggetto di uno studio particolare (De Vita, 1996). Il primo ha un'estensione di 284.6 km² di superficie, impostato per

gran parte (circa l'88% dell'area) sui depositi del "Flysch del Cilento", una successione terrigena evolvente stratigraficamente da facies di pre-flysch (argilliti e siltiti) a facies via via più prossimali (arenarie e conglomerati); questa è stata interpretata, in un primo momento, come una successione stratigraficamente continua di età compresa tra il Cretacico e l'Oligocene superiore - Miocene inferiore (Letto et al., 1965) e, successivamente, sulla base di nuovi dati biostratigrafici, come un insieme di più unità di cui l'ultima, maggiormente affiorante nel Cilento, è costituita da un ciclo sinorogeno di età Burdigaliano-Langhiano (Amore et al., 1988). L'intera successione può essere suddivisa litologicamente, a grandi linee, in tre parti: quella inferiore è caratterizzata prevalentemente da livelli argilloso-siltosi-arenacei (Formazione delle Crete Nere e di Pollica); quella intermedia è un tipico flysch, costituito prevalentemente da alternanze di livelli arenaci, arenaceo-calcarenitici, siltitici e argillo-siltitici (Formazioni di Pollica e San Mauro); quella superiore è costituita prevalentemente da livelli marnoso-arenacei, con frequenti conglomerati a matrice prevalente (Formazioni di San Mauro e di Monte Sacro). In particolare, il bacino idrogeologico in esame è costituito prevalentemente dai terreni arenaci-argillosi della Formazione di Pollica; subordinatamente, dai terreni arenaceo-marnoso-argillosi della Formazione di San Mauro, dai terreni argilloso-calcareo-arenacei delle unità Sicilidi e Nord-Calabresi, affioranti, rispettivamente, nella parte alta e nella parte terminale del bacino. I suddetti terreni si presentano piuttosto omogenei dal punto di vista idrogeologico tanto da poter essere accorpati in un unico complesso idrogeologico arenaceo-marnoso-argilloso scarsamente permeabile (Guida et al., 1980). Il bacino in esame è costituito quindi in gran parte da litotipi aventi un grado di permeabilità variabile da basso a medio-basso. La circolazione idrica sotterranea in questi litotipi è prevalentemente poco profonda, senza differenze significative fra i limiti del bacino superficiale e di quello sotterraneo. I recapiti delle acque di deflusso idrico sotterraneo sono quindi rappresentati dal corso del F. Alento sia sotto forma di incrementi di portata in alveo, sia come contributo di piccole manifestazioni sorgentizie che affiorano a valle della diga di Piano della Rocca. La mappa litologica viene mostrata in figura 4.2.

Una piccola parte del bacino idrografico del F. Alento a monte di Casalvelino Scalo avente superficie pari a circa 10 km² e situata nella zona settentrionale del bacino, è costituita da formazioni calcaree ad elevata permeabilità con recapito

delle acque sotterranee esterno al bacino stesso.

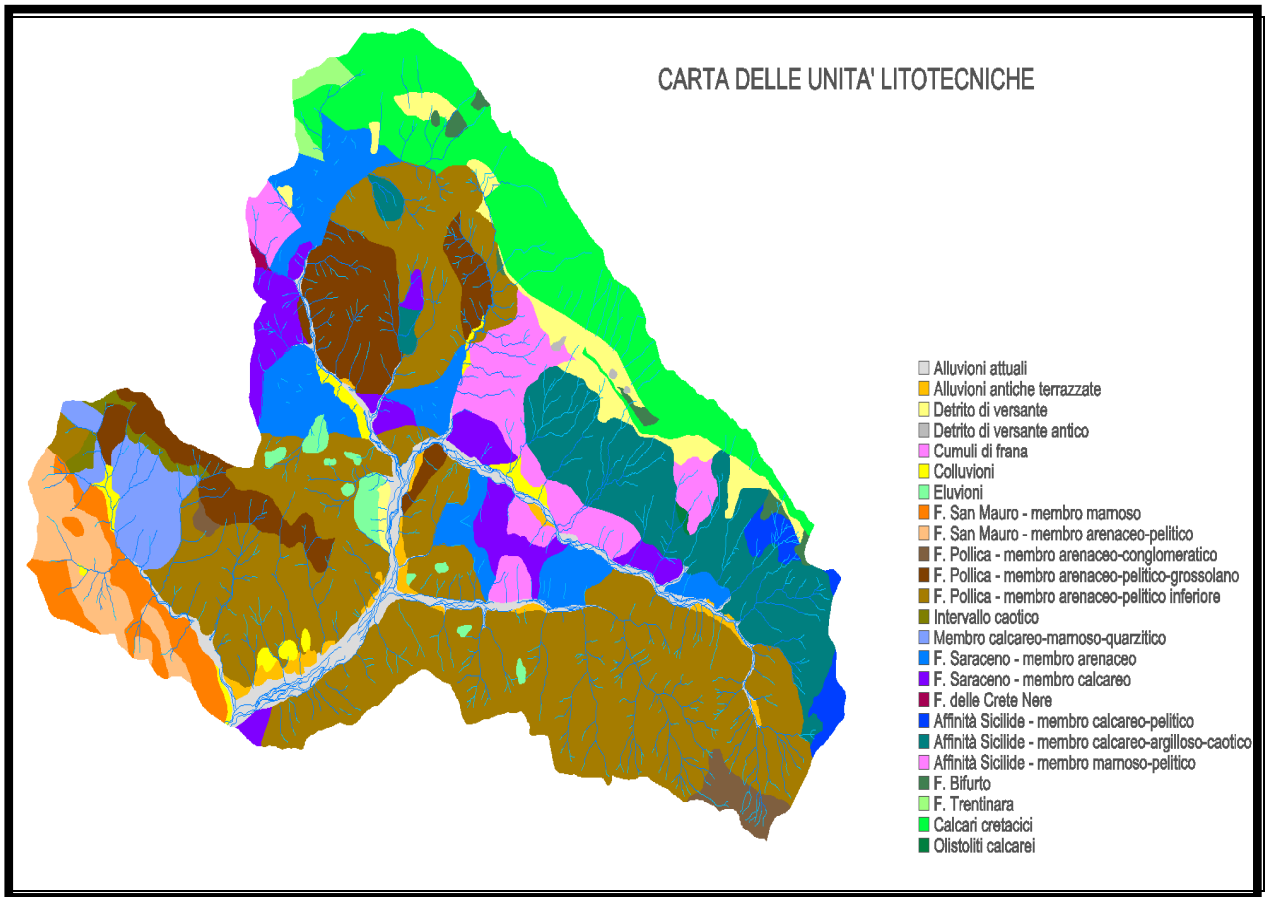


Figura 4.2 – Mappa litologica del bacino idrografico del Fiume Alento

Il bacino a monte di piano della Rocca è dotato di un'acclività media che solo localmente diventa medio-alta e, in corrispondenza degli affioramenti carbonatici, può giungere sino alla verticalità. In generale si osserva un addolcimento dei versanti man mano che ci si avvicina al fondovalle del F. Alento che si presenta ampio e coperto da uno spesso materasso alluvionale su cui sono stati solcati dalle acque di piena meandri per profondità massime di 1-2 m. I corsi d'acqua tributari hanno andamento all'incirca ortogonale al F. Alento e presentano alvei per lo più di breve percorso, incisi e con scarpate frequentemente caratterizzate da elevata pendenza e bassa stabilità. L'erodibilità è, infatti, molto attiva ed è favorita dal carattere spiccatamente torrentizio di questi corsi d'acqua tributari, dalla litologia dei terreni attraversati e dalla loro discreta pendenza. Il loro sbocco sul fondovalle del F. Alento ha dato origine a conoidi torrentizi che sembra non siano oggi più alimentati. Questi sono più frequenti e consistenti in sponda destra del F. Alento dove, inoltre, ad altezze variabili tra i 15 e i 20 m sul

fondovalle, la continuità dei pendii è interrotta da superfici pressoché pianeggianti, corrispondenti a lembi residui di antichi terreni fluviali. Ciò è riscontrabile episodicamente anche a quote maggiori, a riprova delle successive fasi di riempimento e di recinzione della valle, che si caratterizza per una evidente asimmetria, poiché la sponda sinistra presenta una pendenza maggiore (circa 30%) rispetto a quella destra (circa 20%).

Un ruolo morfogenetico significativo è assunto anche dal V.ne di Frignano, che presenta una valle pressoché simmetrica e con pendenza media dei versanti più elevata (35% circa). In sponda destra, in corrispondenza del suo sbocco nel F. Alento, si riconoscono lembi residuali di antichi terreni alluvionali evidentemente correlabili con quelli osservabili al fianco destro della valle del F. Alento.

4.1.3 Uso del suolo

Il territorio del bacino dell'Alento si presenta estremamente mosaicizzato e costellato di formazioni antropiche (coltivi), seminaturali (cedui) e naturali (boschi di caducifoglie), spesso compenetrati tra di loro. Le fitocenosi forestali più diffuse sono, nel piano basale, i cedui di cerro (*Quercus cerris*); a quote superiori (mediamente tra i 600 e gli 800 m) assumono notevole importanza i cedui di castagno (*Castanea sativa*). Sparsi per il territorio si rinvencono anche querceti misti e ostrieti. Tutte le formazioni forestali della "Fascia sannitica" sono comunque inquadrabili nelle serie dinamiche dei *Quercetalia pubescentis*.

In stazioni con suoli subacidi tra i 400 e i 1000 m di altitudine, dominano i boschi di cerro, caratterizzati da un soddisfacente stato di conservazione. Lo strato arboreo è prevalentemente dominato da *Quercus cerris* a cui si accompagnano in subordine *Alnus cordata*, *Fraxinus ornus*, *Acer campestre*, *Acer neapolitanum*, *Acer lobelii*, *Ilex aquifolium*, *Ostrya carpinifolia*, *Carpinus orientalis*. Laddove il substrato si presenta più povero e arido, si afferma la roverella (*Quercus pubescens*). Non di rado, in seguito all'abbandono dei coltivi, la roverella dimostra una buona attitudine alla reinvasione di tali aree specialmente se preceduta da una prima fase di pionierismo operato dalla ginestra odorosa (*Spartium junceum*).

I boschi di castagno (*Castanea sativa*) hanno nel tempo assunto nel bacino dell'Alento un notevole ruolo sia dal punto di vista ambientale che economico. Sensibilmente diverse sono la fisionomia e la struttura dei popolamenti di

castagno a seconda che si tratti di castagneti da frutto o di boschi cedui. Nel primo caso si tratta di “frutteti” veri e propri in cui l’uomo ha determinato distanze, numero di individui, innesti e pratiche colturali. I boschi trattati con la pratica della ceduazione, occupano una fascia altitudinale di potenziale pertinenza in basso dei querceti e, alle quote più elevate, dei faggeti.

In molti tratti il paesaggio vegetale è contrassegnato dalla presenza di uliveti giovani e di rimboschimenti artificiali di eucalipto (*Eucalyptus camaldulensis*) e pino marittimo (*Pinus pinaster*).

Lo strato arbustivo, spesso assai fitto e distinto in più livelli, è formato da *Crataegus monogina*, *Erica arborea*, *Prunus spinosa* e *Cornus sanguinea*. A quote meno elevate si rinvencono boscaglie ad aspetti di macchia-foresta con presenza di *Arbutus Unedo*, *Phillyrea latifolia*, *Myrtus communis*, *Juniperus phoenicea* e la specie endemica *Genista cilentina*.

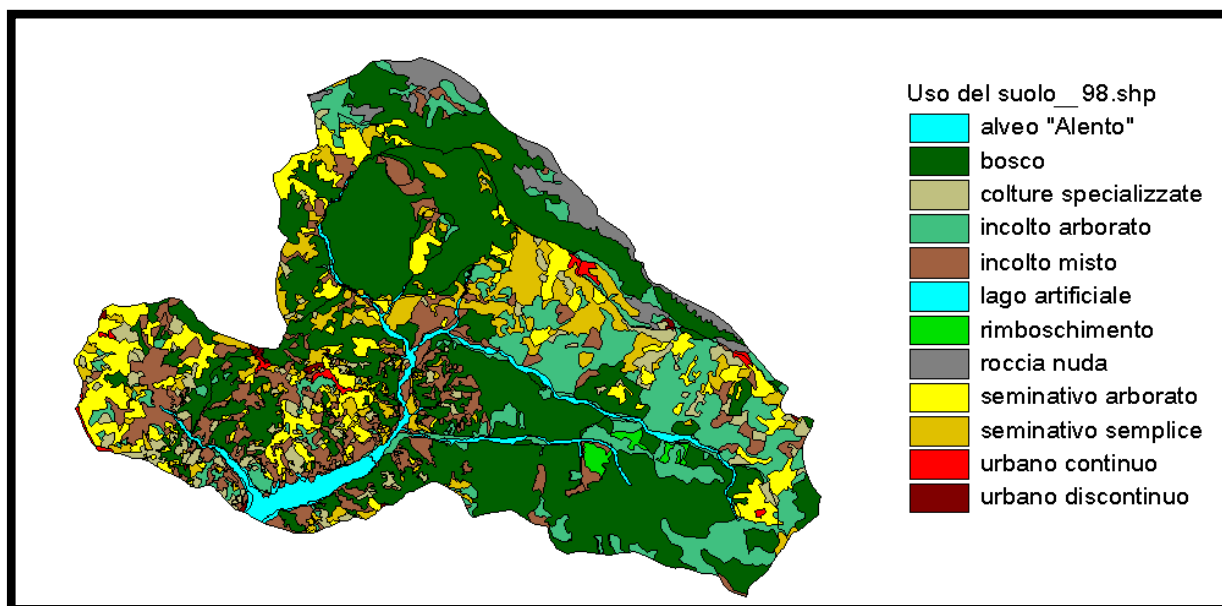


Figura 4.3 – Mappa di uso del suolo del bacino idrografico del Fiume Alento

Il substrato erbaceo è caratterizzato da prati-pascoli poveri dominati da specie tipiche degli xerobrometi appenninici come *Bromus erectus* e *Brachypodium sylvaticum*. La superficie di circa 102 km² che ricade nei limiti del bacino imbrifero sotteso dalla diga di Piano della Rocca è coperta per poco più della metà da bosco o macchia, per circa il 32% da seminativo arborato, seminativo ed arborato specializzato, per quasi il 14% da terreno incolto, incolto (o pascolo) arborato o con macchia, per il 2% circa da terreno extragricolo. Da questi dati è evidente che i terreni utilizzati a scopo agricolo rappresentano appena un terzo

dell'intero territorio e che la parte di suolo occupato da insediamenti abitativi e produttivi è del tutto modesta. La mappa d'uso del suolo è presentata in figura 4.3.

4.2 Indagini sperimentali

4.2.1 Strategia di campionamento e prove di campo

Sulla base di indagini preliminari sono stati identificati sei diversi allineamenti in sinistra e in destra orografica nell'area del primo sottobacino del fiume Alento con l'obiettivo di investigare su situazioni fisico-pedologiche differenti fra loro (figura 4.4a). Sulla destra orografica sono stati tracciati 4 transetti di cui il primo orientato nella direzione O-E, altri 2 partono dalla zona alta del bacino da una quota di circa 600 m s.l.m. e terminano in prossimità dell'alveo del fiume ad una quota di circa 300 m s.l.m. e sono orientati nella direzione NE-SO; il quarto si estende da una quota di circa 700 m s.l.m. fino a 500 m s.l.m. nella direzione O-E. I 2 allineamenti in sinistra orografica sono rispettivamente orientati secondo le direzioni S/SO-N/NE e SO-NE dalla quota di 600 m s.l.m. fino a 500 m s.l.m. Ogni allineamento (figura 4.4c) è stato poi campionato a distanze costanti di 50 m in punti in cui sono stati raccolti 105 campioni disturbati e non rimaneggiati di suolo, alla profondità di 10 cm, mediante campionatori cilindrici in acciaio di 7.2 cm di diametro e 7.0 cm di altezza per le analisi di laboratorio di tessitura (*particle-size distribution*, PSD), densità apparente (ρ_b), contenuto di sostanza organica (SO), funzione di ritenzione idrica, $h(\theta)$, e conducibilità idraulica alla saturazione (K_s). I principali fattori topografici (quota, pendenza, curvature tangente e planare, esposizione e *wetness index*) sono stati calcolati tramite un modello orografico digitale (DTM) con risoluzione di 5 m.

In prossimità del primo allineamento, è stata individuata un'area sperimentale di estensione circa pari a 5 ha, nel comprensorio di Monteforte Cilento. Il bacino sperimentale ha pendenza media del 12%, quota media di circa 410 m s.l.m ed esposizione media ad ovest (vedi figura 4.4b). Lo spartiacque del bacino è delimitato su due lati da strade ribassate rispetto al piano campagna, tali da intercettare i deflussi superficiali ed i deflussi sub-superficiali nell'orizzonte di un metro dal piano campagna. Il bacino presenta un canale di drenaggio nella parte centrale, con profondità media di 60 cm.

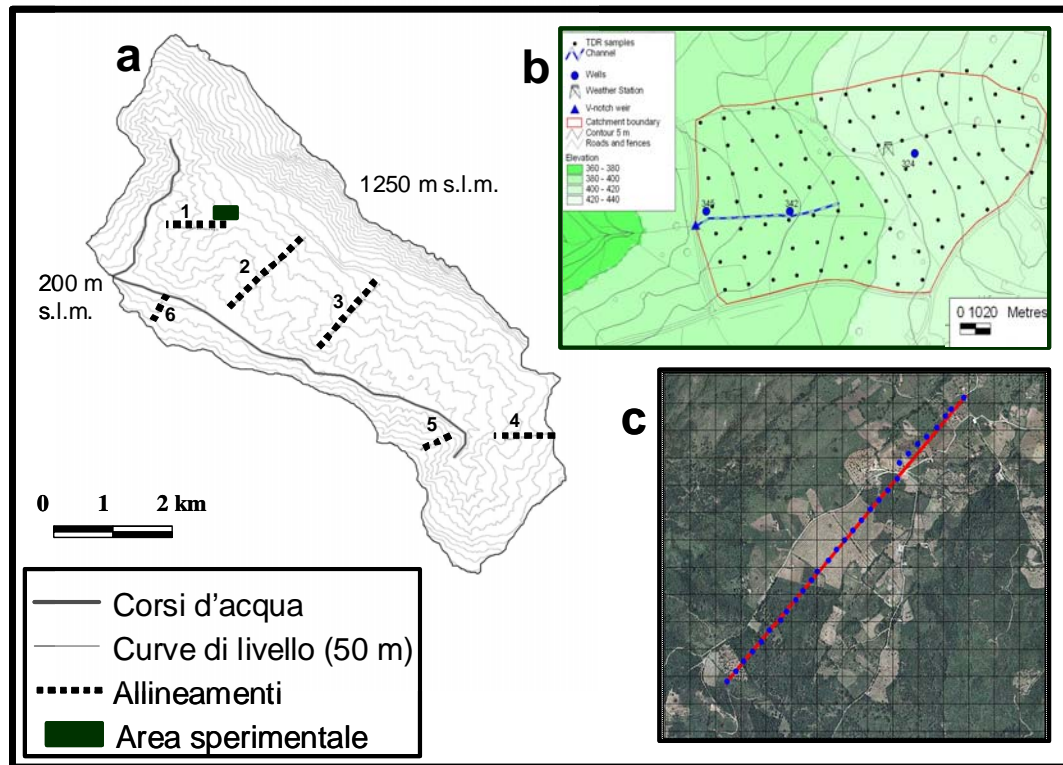


Figura 4.4 – a) bacino idrografico della parte superiore del Fiume Alento; b) bacino sperimentale; c) transetto 3 con i punti di campionamento

L'uso del suolo prevalente (70%) è di tipo seminativo con irrigazione assente e lavorazione del terreno mediante aratura dei primi 30 cm, eseguita prima del sopraggiungere delle piogge autunnali. Il resto del bacino è in parte interessato da colture arboree, in parte incolto.

Il suolo è di tipo argilloso, ricadente nell'ordine dei Vertisuoli. Questi suoli subiscono un rigonfiamento nei periodi umidi ed un crepacciamento durante la stagione secca, con presenza diffusa di microrilievi. Tali cicli di essiccamento ed inumidimento provocano un continuo rimescolamento dal suolo e determinano la formazione di macroporosità diffusa tra la matrice di suolo negli orizzonti più superficiali. Indagini di carattere pedologico hanno consentito di individuare tre orizzonti principali: orizzonte A (organo – minerale) di 40 cm, caratterizzato da macroporosità e presenza diffusa di radici e attività biologica; un orizzonte B di 40-140 cm, caratterizzato da argille varicolori, con assenza di screziature e di attività microbica; un orizzonte BC a profondità maggiori di 140 cm, anch'esso di argille varicolori, con presenze di screziature di ferro e concrezioni di manganese caratteristiche di condizioni di ristagno idrico.

Indagini sulla tessitura e sulle proprietà idrauliche dei suoli sono state condotte su 26 campioni di suolo, rimaneggiati e non rimaneggiati, prelevati nell'orizzonte superficiale del suolo secondo uno schema di campionamento a griglia, con spaziatura di 25 m. In due punti del bacino sono state svolte indagini fino alla profondità di circa 3 m, mediante perforazione del suolo con trivella e scavo di una trincea. Attraverso prove di laboratorio, con permeametro a carico variabile, e prove di infiltrazione in campo, con infiltrometro ad anello singolo, è stata rilevata una modesta conducibilità idraulica del suolo a saturazione completa con valori minori di circa 0.8 mm/h, decrescenti con la profondità. Prove di infiltrazione in foro, fino alla profondità di circa 90 cm, hanno evidenziato un'elevata conducibilità idraulica dell'orizzonte superficiale per macroporosità, con valori maggiori di circa 5 mm/h nei primi 40 cm di spessore del suolo. Prove di infiltrazione a carico variabile in suolo saturo mediante piezometri e prove di *slug-test* in foro a profondità variabile fra 1.5 m e 3 m, hanno confermato che la conducibilità idraulica degli orizzonti più profondi del suolo assume valori caratteristici della matrice argillosa, in assenza di vie preferenziali di flusso per macroporosità. Attraverso indagini di carattere geofisico è stato inoltre rilevato che il sub-strato di natura argillosa si estende fino a profondità maggiori di circa 14 m.

4.2.2 Analisi di laboratorio

4.2.2.1 Analisi granulometrica

La tessitura è stata determinata in laboratorio con il metodo dell'idrometro (Gee and Bauder, 1986) utilizzando i seguenti strumenti:

- agitatore ad asta (asta di ottone di circa 50 cm fissata a centro di una piastra circolare di ottone impiegata per agitare la sospensione nel cilindro di sedimentazione);
- becker da 500 e 1000 ml;
- cilindri di sedimentazione da 1000 ml;
- agitatore meccanico a lame con velocità di 10000 giri/minuto per la disgregazione meccanica delle particelle di suolo in pretrattate con la soluzione disperdente;
- idrometro tipo ASTM 152 H con scala graduata da -1 a 60 g l^{-1} ;
- pestello e mortaio in ceramica;

- setacci metallici con diametro esterno da 200 mm e fondo con fori da 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 100 μm , 50 μm , o simili (serie ASTM);
- stufa ad aria forzata;
- cronometro;
- capsule di ceramica;
- agitatore meccanico per setacciatura.

I reagenti utilizzati sono:

- acqua distillata o deionizzata;
- carbonato di sodio (Na_2CO_3);
- esametafosfato di sodio ($\text{Na}_6\text{P}_6\text{O}_{18}$);
- alcol amilico.

Per determinare una dispersione chimica della frazione argillosa si prepara una soluzione disperdente ottenuta con 37.5 g di esametafosfato di sodio; al fine di rendere stabile nel tempo il potere disperdente dell'esametafosfato il pH di tale soluzione viene portato a valori intorno a 8-9 mediante l'aggiunta di 7.94 g di carbonato sodico. Il tutto va portato a 1 litro con acqua deionizzata. La concentrazione della soluzione disperdente così preparata è al 5%.








Dopo aver prelevato il campione di suolo da analizzare, in quantità sufficiente per la determinazione della tessitura, lo si essicca all'aria in ambiente ventilato; per abbreviare i tempi di essiccazione si può ricorrere alla essiccazione in stufa, non superando però i 40°C. Dopo l'essiccamento si passa alla frantumazione del terreno con un pestello di ceramica o metallico (preferibilmente ricoperto di gomma), oppure utilizzando uno strumento meccanico alimentato a corrente elettrica, molto efficace e noto come “macina-terreno” (*grinder*, in inglese). Il materiale frantumato viene setacciato su un vaglio a 2 mm; il passante è denominato terra fina, le cui particelle costituenti verranno analizzate con il prosieguo delle analisi di laboratorio.

Per separare le particelle elementari costituenti la terra fina è necessario rompere i legami di varia natura che tendono ad aggregare in maniera caratteristica le singole particelle. Per disperdere le particelle della frazione che sottoponiamo ad analisi, è necessario pesare 40 grammi di terra fine, preventivamente essiccati in stufa a 105 °C e trasferirle in un becker da 500 ml. Al materiale vanno aggiunti 100 ml di soluzione disperdente di esametafosfato al

5%, e, dopo una accurata agitazione a mano con una bacchetta di vetro, si lascia il campione per 24 ore. Dopo aver lasciato agire il disperdente chimico, si trasferisce il materiale nel bicchiere dell'agitatore meccanico, che va poi fatto agire per almeno 5 minuti. Alla fine dell'agitazione fisica, il contenuto del bicchiere va versato in un cilindro di sedimentazione, e va aggiunta acqua deionizzata fino a raggiungere i 1000 ml. La prova idrometrica inizia con l'agitazione manuale, che deve durare un minuto, effettuata con l'apposito agitatore a bacchetta. Se sulla superficie della sospensione compare della schiuma in seguito all'agitazione manuale è possibile aggiungere qualche goccia di alcol amilico. Ai tempi prefissati per le letture idrometriche, lo strumento va immerso delicatamente, avendo cura di iniziare l'immersione prima dell'effettivo tempo di lettura. Dopo ogni lettura, l'idrometro va lavato e asciugato, oppure può essere lasciato immerso in un cilindro contenente acqua deionizzata; in questo caso l'idrometro va asciugato prima di ogni lettura. I tempi di lettura possono essere fissati a piacere, si consiglia comunque di effettuare lettura a 3, 10, 30, 100, 210, 1440 (24 ore) minuti. Per correggere ogni lettura dall'effetto dell'esametafosfato e della temperatura, che influiscono sulla densità della sospensione, è necessario eseguire parallelamente alle letture una prova in bianco, cioè in un cilindro contenente soltanto esametafosfato e acqua deionizzata nella stessa concentrazione presente nei cilindri di sedimentazione con le prove in atto. Dopo aver eseguito tutte le letture, si trasferisce la sospensione un setaccio con luci da 50 μm e si lava sotto un flusso di acqua corrente, fino ad ottenere acqua limpida. La frazione trattenuta sul setaccio viene trasferita in una capsula e posta nella stufa a 105 °C.

Il materiale essiccato nella capsula viene trasferito con cura sulla pila di setacci e fatto agitare per tre minuti con l'agitatore meccanico. Vengono poi pesate cumulativamente le frazioni trattenute dai setacci a luci via via decrescenti e i risultati vanno annotati sul foglio di laboratorio.

Tabella 4.1 – Schematizzazione del processo di stacciatura del materiale essiccato

Setaccio	Schema di vagliatura	Peso trattenuto (g)	% ritenuto	% passante
#4		25	5	95
#10		50	10	85
#20		75	15	70
#40		125	25	45
#100		100	20	25
#200		75	15	10
pan		50	10	0
		tot = 500 g = 100%		

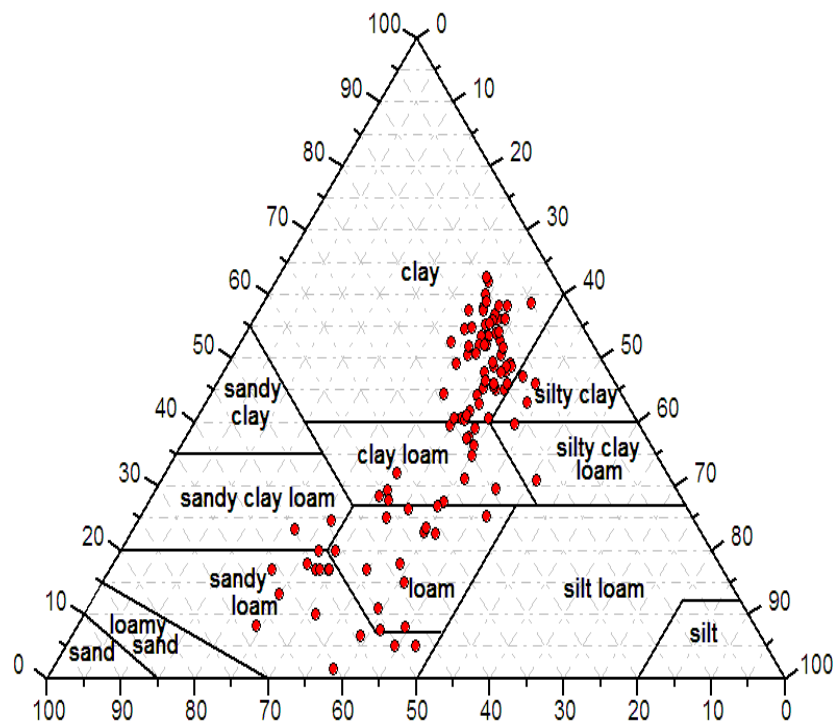


Figura 4.5 - Classificazione USDA dei dati di tessitura raccolti lungo i sei allineamenti

Al termine delle analisi, si ottengono 11 punti misurati di distribuzione cumulata delle dimensioni delle particelle di suolo (la cosiddetta curva granulometrica o, in inglese, *particle-size distribution*; qui indicata per sinteticità con l'acronimo PSD). Per ciascuna posizione, tali punti sono stati interpolati con diverse relazioni parametriche da Hwang & Powers (2003) e, fra queste, è stata adottata quella log-normale proposta da Buchan (1989):

$$F(\ln D) = F_n \left(\frac{\ln D - \mu}{\sigma} \right) \quad [\text{IV.1}]$$

in cui $F[\ln(D)]$ è la distribuzione di frequenza cumulata associata con il logaritmo del diametro della particella D_i , per ciascuna classe di particella i , mentre μ e σ rappresentano, rispettivamente, la media e la deviazione standard del logaritmo del diametro della particella.

I contenuti di sabbia, limo ed argilla vengono espressi come percentuale di massa della frazione di suolo (< 2 mm) e il tipo di suolo viene determinato secondo la classificazione USDA. La figura 4.5 mostra il triangolo di tessitura USDA con i punti rappresentati dai punti tondi di colore rosso.

4.2.2.2 Determinazione della conducibilità idraulica alla saturazione

La misura della conducibilità idraulica alla saturazione K_s è stata eseguita in laboratorio in permeametro con il metodo a carico variabile (Klute and Dirksen, 1986). Il permeametro a carico variabile è costituito da una vasca piena di acqua e contenente un campione di suolo di altezza L , chiuso inferiormente da un supporto di plexiglass forato (che oppone trascurabile resistenza al flusso idrico) e superiormente da un altro cilindro dello stesso diametro (figura 4.6). Utilizzando una soluzione deareata 0,005 M CaSO_4 opportunamente disaerata e disinfettata con timolo 0.2 g/l, il campione è opportunamente saturato dal basso verso l'alto, in modo che l'aria all'interno dei pori del campione di suolo fuoriesca e sia assicurata una saturazione praticamente completa, secondo la seguente procedura:

1. Porre ciascun campione di suolo su un disco Perspex perforato coperto da un panno e collocarlo in una vaschetta. Aggiungere acqua alla vaschetta e mantenere un livello di 0.5 cm rispetto alla base dei cilindri per 48 ore.

2. Aggiungere lentamente acqua e mantenere un livello di 2.5 cm rispetto alla base dei cilindri per 6 ore.
3. Aumentare il livello nella vaschetta fino a sommergere i campioni. Mantenere il livello per 4 ore.

Si impone quindi alla vasca un carico d'acqua di riferimento (h_{rif}) mantenuto costante grazie ad uno sfioro all'esterno della vasca medesima. La misura della conducibilità idraulica satura si effettua cronometrando il tempo di risalita dell'acqua dal punto h_0 al punto h_1 . Si procede facendo partire il cronometro al tempo t_0 e contemporaneamente si misura il livello d'acqua h_0 mediante la lettura con idrometro ventesimale all'interno del campione. Trascorso un tempo Δt opportuno oppure un adeguato aumento del livello d'acqua all'interno del campione, si effettua la seconda misura al tempo t_1 e si misura il livello d'acqua h_1 .

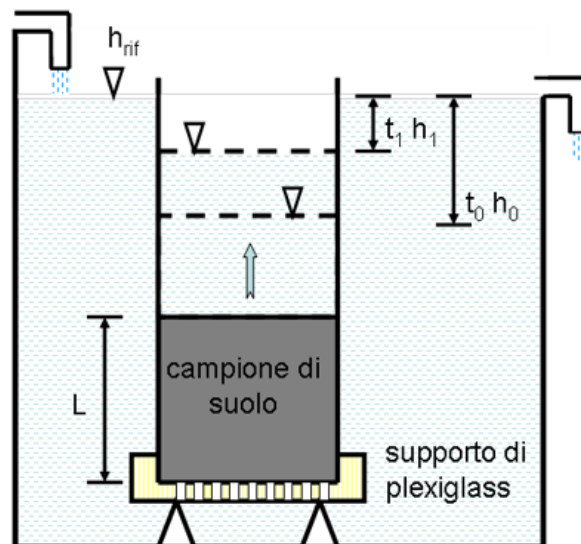


Figura 4.6 - Schematizzazione del permeametro a carico variabile utilizzato nel laboratorio

Applicando la legge di Darcy ed integrandola fra i tempi t_0 e t_1 , si ottiene la seguente relazione per il calcolo della conducibilità idraulica alla saturazione, K_s :

$$K_s = \frac{L}{t_1 - t_0} \ln \left(\frac{h_0 - h_{rif}}{h_1 - h_{rif}} \right) \quad [IV.2]$$

La prova è ripetuta più volte (almeno tre) per assicurare una adeguata accuratezza della misura.

4.2.2.3 Misura di densità apparente e determinazione della funzione di ritenzione idrica

La misura dei dati sperimentali di ritenzione idrica è stata eseguita secondo la procedura del Romano et al., 2002 (fig. 4.7). I campioni saturi, in accordo alla procedura descritta poco prima, sono pesati per ottenere il peso saturo e collocati sulla vasca di suzione, pressandoli leggermente per stabilire un buon contatto idraulico tra il suolo e il materiale della membrana porosa. L'estremità inferiore del campione di suolo è coperta da una garza fissata con una fascia elastica. Anche se la vasca di suzione è collocata in un ambiente a temperatura costante ed è dotata di un coperchio per prevenire l'evaporazione, è opportuno coprire l'estremità superiore di ciascun campione di suolo con un disco di pellicola di paraffina (anche se provvisto di un minuscolo foro per consentire sempre l'applicazione della pressione atmosferica al campione di suolo in prova).

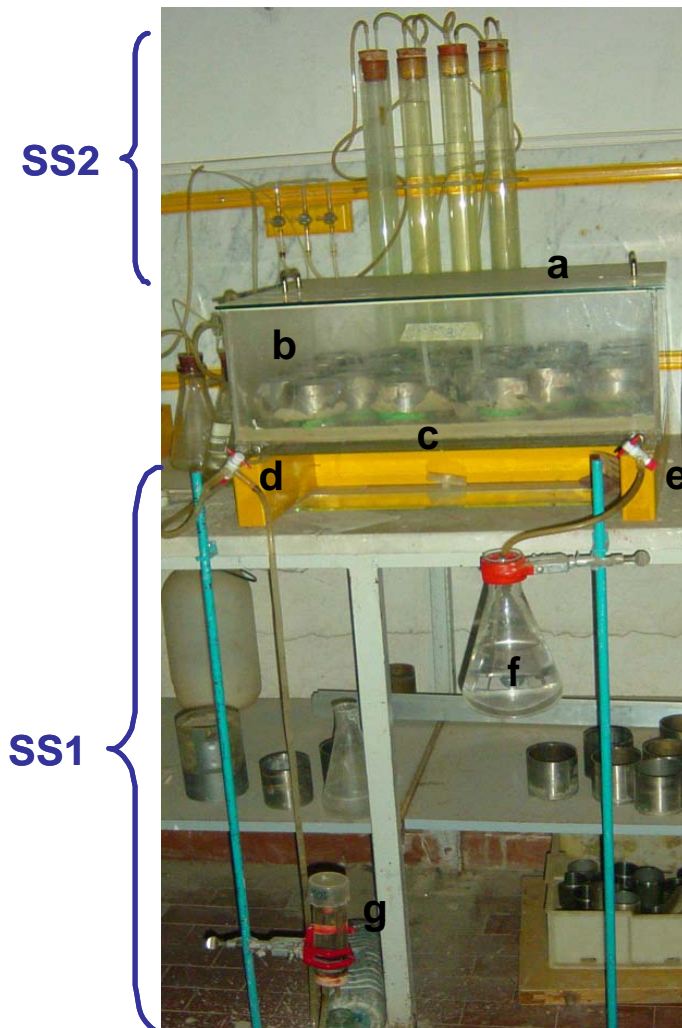


Figura 4.7 - Foto schematica che illustra le varie componenti del sistema della vasca di suzione. Il recipiente **f** fornisce acqua alla vasca di suzione attraverso il rubinetto di arresto a due vie **e**. Il rubinetto di arresto a tre vie **d** consente alternativamente di collegare la vasca al sistema di suzione superiore, **SS2** (detto anche sistema delle torri a bolle) per elevati valori di suzione (colonne a gorgogliamento + sistema di pompa a vuoto), oppure attraverso il sistema di suzione inferiore, **SS1** per bassi valori di suzione (sistema di colonne d'acqua corrente). Un piccolo serbatoio **g** viene collocato in cima al dispositivo di livellamento per mantenere un livello d'acqua costante all'altezza del tubo di troppopieno, che potrebbe altrimenti cambiare a causa delle perdite di evaporazione. **a** è un coperchio con una maniglia di sollevamento; **c** rappresenta la membrana porosa; **b** si riferisce al campione di suolo.

La determinazione delle diversi punti della caratteristica di ritenzione idrica inizia imponendo una suzione molto modesta. Fino a circa 1.0 m di suzione, la suzione applicata $|h|$ è la differenza di quota fra il piano di riferimento adottato (in genere il centro del campione) e il tubo di sfioro del recipiente livellante. Per suzioni maggiori, la pressione è imposta mediante un sistema di colonne a gorgogliamento (torre a bolla) poste in serie. Una volta stabilita la suzione, occorre attendere che si raggiungano condizioni di equilibrio e, verificata tale situazione, si procede alla pesata del campione, che fornisce (tramite la conoscenza della densità apparente ρ_b) il valore di contenuto d'acqua θ da collegare al valore di $|h|$ imposto. La suzione massima che si è raggiunta con questa tecnica è stata di circa 2 m.

Il tempo necessario per il raggiungimento dell'equilibrio idraulico dipende principalmente dalla tessitura del suolo, dalla suzione applicata, e dal contatto idraulico fra il campione di suolo e la membrana porosa. Tuttavia, il tempo dipende anche dall'altezza del campione. La dimensione del campione di suolo deve essere scelta tenendo in considerazione le caratteristiche strutturali del suolo preso in esame. In generale, buoni risultati sono stati ottenuti utilizzando campioni di suolo con un'altezza di 5.0 cm e un diametro di 7.0 cm. Per mezzi porosi a struttura più grossolana, possono essere utilizzati campioni con altezza di 3.0 cm e diametro di 5.0 cm. Soprattutto a livelli di suzione superiori, i tempi di equilibrio sono maggiori per i suoli a struttura grossolana a causa dei loro bassi valori di conducibilità idraulica.

Altri punti della funzione di ritenzione idrica sono stati determinati col metodo della camera a pressione o piastra di Richards, che è un apparato costituito fondamentalmente da una camera in cui vi è immessa aria in pressione. La camera contiene una piastra porosa di metallo e una membrana di acetilene su cui vengono posti i campioni di suolo rimaneggiati e già setacciati a 2 mm. I campioni vengono saturati e quindi, dopo aver chiuso la piastra, viene immessa aria ad una prefissata pressione. Successivamente, da un tubicino collegato alla piastra fuoriesce l'acqua dal campione di suolo che si riversa in una burette posta all'esterno dell'apparato di misura, fino al raggiungimento di condizioni di equilibrio (fig. 4.8).

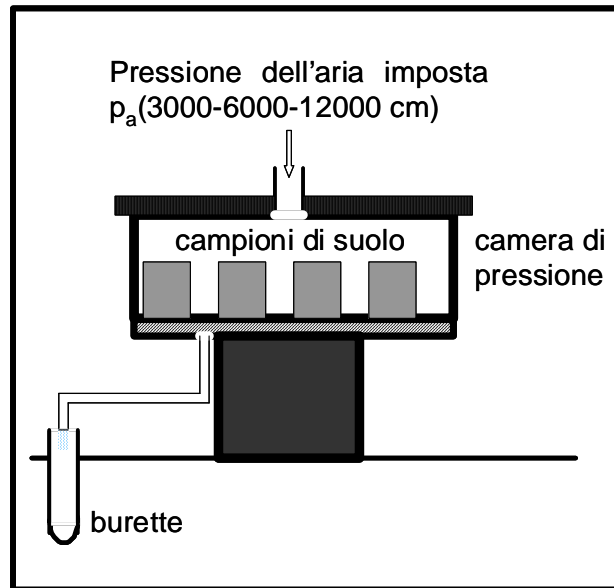


Figura 4.8 - Schematizzazione della piastra Richards utilizzata nel laboratorio

Dopo aver aperto le piastre si estrae il campione di suolo e si effettua una pesata allo stato umido, quindi il campione di suolo viene messo in stufa a 105°C e ripesato dopo 24 ore allo stato secco, utilizzando il metodo termo-gravimetrico si ottiene il contenuto d'acqua volumetrico.

Alle pressioni imposte (3000, 6000, 12000 cm) viene calcolato il valore del contenuto d'acqua volumetrico corrispondente (θ_{3000} , θ_{6000} , θ_{12000}).

Indicando con l il numero di potenziali matriciali imposti nella determinazione della funzione di ritenzione idrica e con L il loro numero totale pari a 16 (13 punti dalla vasca di suzione, 3 punti dalle piastre Richards), i dati misurati sono stati interpolati con la relazione parametrica di ritenzione idrica proposta da Kosugi [II.19], ottenendo i parametri $h_{m,mis}$, σ_{mis} e $\theta_{r,mis}$ per ciascuna posizione j nell'area di studio (un esempio viene mostrato in fig. 4.9b). Utilizzando le equazioni dalla [III.17] alla [III.19], si ricava poi la funzione media di ritenzione idrica di riferimento, RefWRC_{mis} (*reference water retention curve*).

Al termine delle misure sperimentali di ritenzione idrica, i campioni di suolo sono essiccati in stufa a 105°C per la durata di almeno 24 ore per ottenere la densità apparente del suolo, ρ_b mediante la relazione [II.2]. Gli indici statistici descrittivi vengono presentati in tabella 4.2.

La determinazione del carbonio organico è stata effettuata con il metodo del dicromato (Nelson and Sommer, 1986). Il contenuto di sostanza organica è stato stimato moltiplicando il valore del carbonio organico per il coefficiente

empirico 1.724.

Tutte le prove ora descritte sono state effettuate presso il Laboratorio di Idrologia del Suolo del Dipartimento di Ingegneria Agraria e Agronomia del Territorio dell'Università degli Studi di Napoli Federico II.

Tabella 4.2 – Media (m), deviazione standard (SD), massimo (max), minimo (min) della densità apparente (ρ_b), porosità (ε), tessitura del suolo e contenuto d'acqua saturo (θ_s).

parametri stat.	ρ_b	ε	Sabbia	Limo	Argilla	θ_s
	g/cm ³	cm ³ cm ⁻³	%	%	%	cm ³ cm ⁻³
m	1.28	0.515	26.2	35.0	38.7	0.473
SD	0.128	0.0483	16.2	5.48	16.0	0.0460
min	0.961	0.393	5.13	21.9	5.07	0.361
max	1.61	0.637	67.6	50.8	62.6	0.576

La tabella 4.3 riporta i principali indici statistici descrittivi dei dati di ritenzione idrica $\theta(h)$ in corrispondenza di assegnati valori dell'altezza matriciale h .

Tabella 4.3 - Indici statistici relativi ai valori di contenuto d'acqua in corrispondenza dei potenziali di pressione imposti durante le misure di ritenzione idrica

<i>Variabile</i>	<i>Media</i>	<i>Mediana</i>	<i>SD</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>CV</i>
θ_0	0.487	0.495	0.0475	0.369	0.571	9.769
θ_3	0.472	0.480	0.0497	0.355	0.567	10.526
θ_5	0.464	0.473	0.0523	0.336	0.564	11.276
θ_7	0.457	0.469	0.0537	0.320	0.563	11.769
θ_9	0.450	0.463	0.0552	0.298	0.562	12.273
θ_{13}	0.441	0.453	0.0585	0.276	0.561	13.274
θ_{20}	0.424	0.440	0.0621	0.249	0.557	14.656
θ_{30}	0.412	0.427	0.0648	0.235	0.551	15.716
θ_{50}	0.399	0.415	0.0674	0.223	0.540	16.866
θ_{70}	0.391	0.407	0.0690	0.215	0.533	17.654
θ_{100}	0.384	0.401	0.0695	0.211	0.527	18.111
θ_{155}	0.375	0.392	0.0700	0.207	0.518	18.688
θ_{180}	0.370	0.388	0.0707	0.205	0.515	19.109
θ_{3000}	0.289	0.298	0.0636	0.132	0.413	22.038
θ_{6000}	0.261	0.270	0.0568	0.109	0.379	21.746
θ_{12000}	0.236	0.241	0.0527	0.101	0.337	22.381

La distribuzione cumulata dei diametri delle particelle di suolo (*particle-size distribution*, PSD) è stata interpolata con l'equazione [IV.1] utilizzando in ciascuna posizione degli allineamenti gli 11 diametri misurati in laboratorio. Successivamente abbiamo selezionato le 20 classi di diametro, come suggerito da Arya & Paris (1981), tra 0.5 and 1750 μm . Avendo fissato le percentuali di peso

frazionario, W_i , (vedi fig. 4.9a), abbiamo calcolato il corrispondente numero di particelle, n_i , utilizzando l'equazione [III.1]. Inoltre per ciascuna classe i , utilizzando l'equazione [II.4], si calcola il rapporto del vuoto, e , mentre utilizzando l'equazione [III.3] si calcolano i valori di contenuto d'acqua, θ_i .

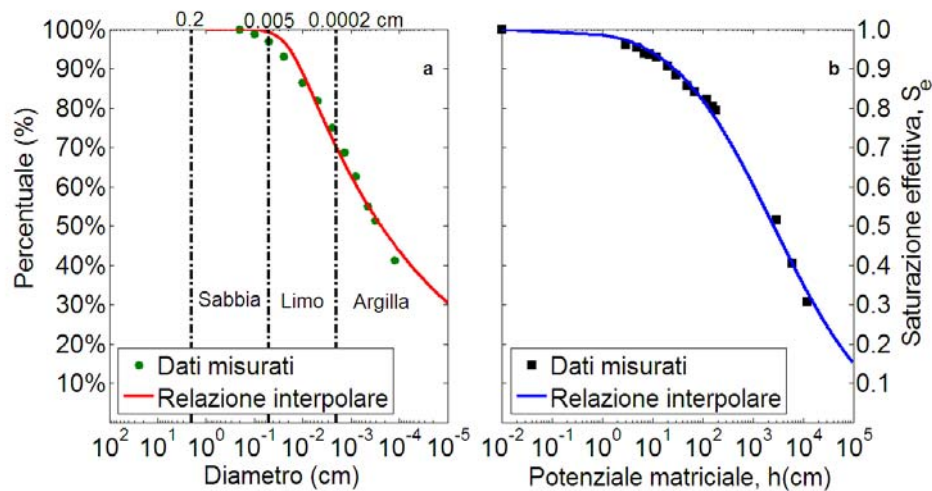


Figura 4.9 – Esempio di elaborazione dei dati misurati a) curva granulometrica; b) curva di ritenzione idrica

4.2.3. Monitoraggio delle grandezze idrologiche nell'area sperimentale

La stazione termopluviometrica di proprietà dell'Università Federico II di Napoli è stata installata nel giugno 2004 nel comprensorio di Monteforte Cilento all'interno dell'area sperimentale.

Nel bacino di studio sono state svolte intense campagne di monitoraggio delle principali variabili meteo-idrologiche. La precipitazione è misurata con risoluzione temporale di 1 minuto, mentre con risoluzione temporale di 15 minuti sono monitorati la temperatura e l'umidità dell'aria, la temperatura del suolo e la radiazione solare incidente. I dati memorizzati in un *data-logger* vengono periodicamente raccolti e immessi in database annuali. Inoltre vengono anche trasformati successivamente in dati orari e giornalieri. In prossimità della stazione meteo sono state installate 6 sonde TDR fisse e tre tensiometri nei principali orizzonti del suolo che acquisiscono i dati in automatico ogni ora.

I deflussi sono monitorati alla sezione di chiusura del bacino con risoluzione temporale di due minuti, mediante vasca di raccolta con stramazzo triangolare e sensore di livello idrometrico automatico. Sono stati inoltre strumentati con sensori di livello tre vecchi pozzi irrigui con risoluzione temporale di 10 minuti,

scavati nel substrato argilloso e rivestiti in pietra, con diametro efficace a 2 m. Alla luce delle indagini sulla permeabilità dei suoli sopra illustrate, è evidente che tali pozzi fungono da invasi di raccolta delle acque di deflusso superficiale e sub-superficiale derivanti dagli orizzonti più superficiali.

La figura 4.10 illustra le principali grandezze idrologiche monitorate in continuo, aggregate a scala giornaliera. L'estate dell'anno 2006 è stata caratterizzata da precipitazioni elevate rispetto ai valori medi attesi: 81 mm in luglio, 95 mm in agosto e 117 mm in settembre. A fronte di queste copiose precipitazioni, i livelli idrometrici nei pozzi hanno subito una recessione continua, mentre non è stato rilevato alcun deflusso presso la sezione di chiusura. Questo dato dimostra che la precipitazione estiva è stata intercettata dagli orizzonti più superficiali del suolo, andando a soddisfare prevalentemente la domanda evapotraspirativa, comunque superiore alla precipitazione cumulata, stimata pari a: 152 mm in luglio, 110 in agosto e 85 mm in settembre.

I livelli idrometrici nei pozzi sono risaliti solo alla fine di settembre 2006, quando il tasso di evapotraspirazione potenziale giornaliero stimato si è ridotto a valori inferiori a 2.5 mm. E' da osservare che in questo periodo l'evapotraspirazione effettiva è stata probabilmente ridotta anche per effetto delle lavorazioni del terreno, che hanno determinato la rimozione della vegetazione erbacea in gran parte del bacino. Tra la fine di settembre e novembre 2006, i livelli idrometrici sono risaliti progressivamente in risposta agli eventi pluviometrici, con tempi caratteristici dell'ordine di 2-3 ore, mentre non sono stati registrati deflussi significativi alla sezione di chiusura fino ai primi giorni di dicembre 2006. Si desume quindi, che in questo periodo parte dell'acqua di precipitazione è stata ridistribuita lateralmente, per effetto di deflussi sub-superficiali, attraverso vie preferenziali negli orizzonti più superficiali.

I livelli nei pozzi hanno raggiunto i valori di massimo riempimento alla fine di novembre 2006, conservando tali valori fino agli inizi di marzo 2007. In questo stesso periodo sono stati registrati i primi copiosi deflussi superficiali alla sezione di chiusura, con tempi di risposta caratteristici dell'ordine di pochi minuti.

Tra marzo e giugno 2007, i livelli nei pozzi subiscono oscillazioni di livello, con fasi di esaurimento nei giorni non piovosi, seguiti da rapidi innalzamenti in occasione degli eventi pluviometrici significativi. Questo è il periodo in cui il tasso stimato di evapotraspirazione potenziale cresce rapidamente ed è anche il periodo coincidente con la ripresa dell'attività vegetativa.

Nella stagione secca seguente, i livelli nei pozzi decrescono progressivamente fino al sopraggiungere dei primi eventi pluviometrici significativi dell'autunno seguente. Si noti che nell'anno 2007 il periodo di recessione è iniziato con un mese di ritardo rispetto al precedente anno, per l'occorrenza di eventi pluviometrici significativi fino a giugno, come evidenziato anche dai corrispondenti deflussi superficiali.

L'autunno 2007 è stato caratterizzato da precipitazione ben più copiose dell'autunno 2006. I pozzi hanno raggiunto in meno di 15 giorni il livello di massimo riempimento, a fronte di circa due mesi necessari nell'anno precedente.

Nel complesso, l'analisi dei dati di precipitazione, evapotraspirazione potenziale, deflusso e livello idrici nei pozzi, seppur con carattere prevalentemente indicativo, consente di identificare quattro stati temporali diversi della risposta idrologica di versante, caratterizzati da diversi processi idrologici dominanti:

- un periodo secco, in cui dominano i processi verticali di evapotraspirazione ed infiltrazione negli orizzonti più superficiali del suolo; l'acqua di precipitazione viene trattenuta dal suolo in superficie e restituita all'atmosfera per evapotraspirazione;
- un periodo di transizione da secco ad umido, in cui gli eventi di precipitazione innescano processi di deflusso laterale sub-superficiale, lungo vie preferenziali nel primo orizzonte del suolo, contribuendo alla formazione delle prime zone di saturazione locale;
- un periodo umido, in cui si determina la formazione di deflusso superficiale per eccesso di saturazione dell'orizzonte più superficiale;
- un periodo di transizione da umido a secco, in cui si registrano eventi di deflusso superficiale e sub-superficiale in occasione delle precipitazioni, intervallate da periodi con elevato tasso di evapotraspirazione.

La dinamica strutturale del suolo superficiale, con l'apertura di crepacciature nei periodi secchi ed i rigonfiamenti nei periodi umidi, può certamente avere un ruolo determinante nell'alternanza di questi stati. Le fratture nel suolo che si aprono nei periodi secchi costituiscono vie preferenziali per i deflussi sub-superficiali nella prima fase del periodo di transizione da secco ad umido. Queste stesse vie preferenziali tendono a ridimensionarsi a seguito del rigonfiamento del suolo, favorendo la ritenzione dell'acqua nel suolo per lungo tempo, prima del riattivarsi dei processi evapotraspirativi nel periodo di transizione da umido a

secco.

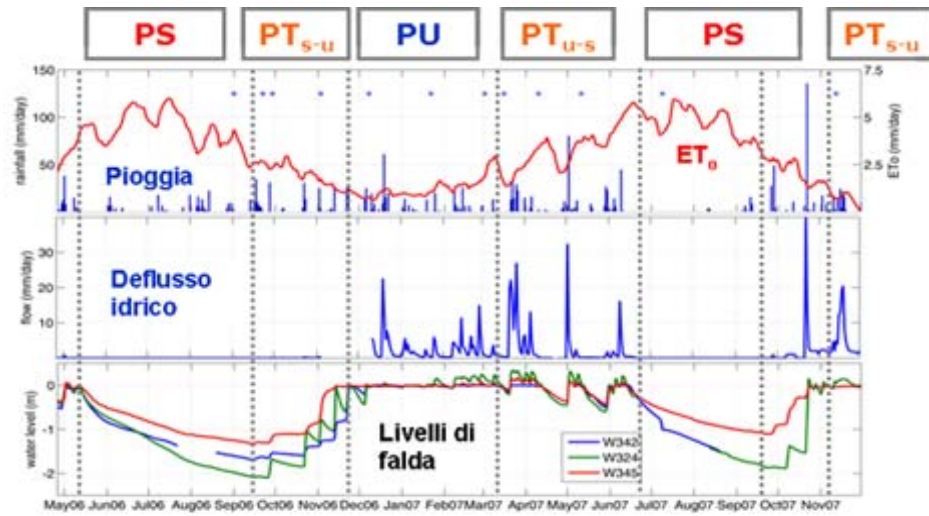


Figura 4.10 - a) Monitoraggio delle principali variabili climatiche (pioggia ed evapotraspirazione potenziale di riferimento) a scala giornaliera. ET_0 , evapotraspirazione potenziale di riferimento. Gli asterischi in alto indicano i giorni in cui sono state eseguite misure di contenuto d'acqua superficiale. b) Monitoraggio idrologico della portata idrica alla sezione di chiusura del bacino sperimentale. c) I livelli idrici nei 3 pozzi sono misurati a partire dal piano campagna.

4.3 Bibliografia

- Alliegro, A., Apicella M., Villani P., 2002. Guida metodologica alla progettazione delle reti di monitoraggio. PST Edizioni, Salerno.
- Amore, F., Bonari G., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P., Perrone V., 1988. Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro. Mem. Soc. Geol. It.
- Buchan, G.D., 1989. Applicability of the simple lognormal model to particle-size distribution in soils. Soil Sci. 147:155-161.
- De Vita, P., 1996. Caratterizzazione idrogeologica e geomorfologica applicativa del flysch del Cilento; Tesi di dottorato di ricerca VII ciclo. Università di Napoli Federico II.
- Gee, G.W., Bauder J.W., 1986. Particle-size analysis. In Methods of soil analysis. Part I, 2nd edition (Ed. A. Klute). Agronomy monograph 9, Madison, Wis., USA 383-411.
- Guida, D., Luise G., Salzano A., Vallario A., 1980. Idrogeologia del Cilento (Campania). Geologica Romana, 19:349-369, Roma
- Hwang, S.I., Powers S., 2003. Using particle-size distribution models to estimate soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 67:1103:1112
- Klute, A., Dirksen C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratori methods. In Methods of soil analysis. Part I, 2nd edition (Ed. A. Klute). Agronomy monograph 9, Madison, Wis., USA 635-662
- Nelson, D.W., Sommer L.E., 1986. Total carbon, and organic matter. In methods of soil analysis. Part II, 2nd edition (Ed. Page, A.L.). Agron. Monogr. 9, ASA & SSSA, Madison, WI., USA 539-579
- Puglisi, S., 1978. Relazione idrologica preliminare (per lo studio di fattibilità della diga di Piano della Rocca). Remote Sens.
- Romano, N., Hopmans J.W., Dane J.H., 2002. Suction tables. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), Methods of Soil Analysis, Physical Methods, Part 4, SSSA, Madison, WI, in press.

CAPITOLO V

Proposta di un metodo per la caratterizzazione idraulica dei suoli: Verifica parametrica e validazione

Anche se iniziano a diventare ormai competitivi anche gli elaboratori numerici di tipo parallelo e sono ormai diffuse le più moderne tecniche di visualizzazione dei risultati di un modello, le basi concettuali intorno a cui si sviluppa un modello idrologico non sembrano avere fatto significativi progressi rispetto a quanto discusso poco più di trent'anni fa nel lavoro pionieristico di Freeze & Harlan (1969). Un tentativo di introdurre una nuova schematizzazione per i processi fondamentali che hanno luogo in un bacino idrografico è quello proposto da Reggiani et al. (2000), mentre Beven (2002) ha suggerito un approccio alternativo al problema, anche se ancora alquanto teorico, che affida maggior peso alle osservazioni rispetto alla descrizione matematica dei singoli fenomeni. Pur con riferimento a teorie differenti, si richiede in ogni caso particolare attenzione nella valutazione dei dati in ingresso dei modelli idrologici e, per quanto discusso nei capitoli precedenti, in particolare dei parametri che caratterizzano il comportamento idraulico del suolo.

In questo capitolo sarà presentato e discusso un metodo di caratterizzazione idraulica dei suoli, da utilizzare principalmente per scale territoriali relativamente ampie (ad esempio, un versante o un piccolo bacino), in grado di rendere più spedite le procedure sperimentali senza ridurre in modo significativo l'accuratezza dei risultati conseguiti e di descrivere la variabilità spaziale mostrata da queste caratteristiche idrauliche nel dominio di interesse.

5.1. Metodologia proposta

La metodologia messa a punto in questo studio consiste essenzialmente nell'accoppiare il metodo semplificato di stima della funzione di ritenzione idrica proposto da Arya & Paris (1981) [metodo AP; v. Cap. III], con la tecnica di

similitudine (*scaling*, in terminologia anglosassone) proposta da Kosugi & Hopmans (1998) per descrivere la variabilità spaziale delle proprietà idrauliche del suolo.

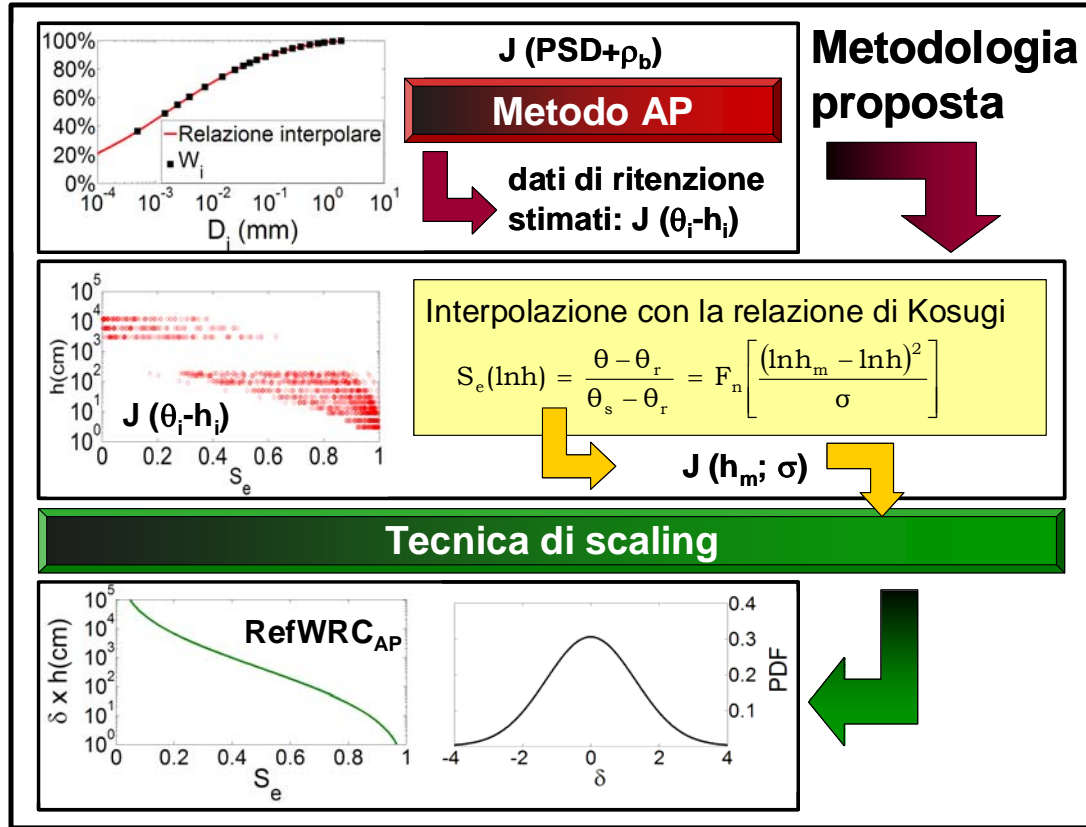


Figura 5.1 – Visione di insieme della metodologia proposta.

In pratica, come schematicamente mostrato in figura 5.1, per una generica posizione j del dominio spaziale in cui si è prelevato il campione di suolo, si misurano innanzi tutto la curva granulometrica (PSD, *particle-size distribution*) e la densità apparente ρ_b e quindi si utilizza il metodo AP per determinare i punti di ritenzione idrica del suolo in esame, ossia le coppie di valori $h_i - \theta_i$ per le diverse classe di diametro D_i .

Successivamente, i dati di ritenzione idrica determinati con il metodo AP vengono interpolati per stimare i parametri della relazione di ritenzione idrica $\theta(h)$ di Kosugi con l'eq. [II.19] per ciascuna posizione j .

Pertanto, se J è il numero totale di campioni di suolo considerati nel territorio di studio, sono dunque disponibili J coppie di parametri h_m e σ che definiscono la relazione di ritenzione idrica di Kosugi in ogni punto j del dominio.

L'applicazione della tecnica di *scaling* consente poi di pervenire alla funzione di

ritenzione idrica di riferimento $\text{RefWRC}_{\text{AP}}$ (*reference water retention curve*) e di individuare la distribuzione log-normale dei fattori di scala δ (v. fig. 5.1).

Punto cruciale della tecnica che si propone è la fase di calibrazione del metodo AP, ossia la determinazione del parametro di tortuosità α , e tale questione sarà affrontata al paragrafo successivo.

5.1.1. Calibrazione del metodo AP: Procedura di ottimizzazione

La rassegna bibliografica del Capitolo III ha presentato le diverse modalità proposte in letteratura per calibrare il metodo AP di Arya & Paris (1981). Infatti la determinazione del parametro di tortuosità α consente, per ogni classe di diametro i , di calcolare il raggio del poro r_i , tramite il quale poi si ricava il potenziale matriciale del suolo h_i da associare ai dati di contenuto d'acqua θ_i , calcolati con l'eq. [III.3], per ricavare infine i dati di ritenzione idrica (le coppie di valori $h_i - \theta_i$).

In questa Tesi di Dottorato si propone la determinazione di un singolo valore parametro α da utilizzare per tutte le classi granulometriche di un assegnato campione di suolo e per l'intero insieme dei dati a disposizione, riservando a studi successivi la possibilità di un'analisi più approfondita che consenta eventualmente di definire una legge di calibrazione più complessa per tenere conto della dipendenza del parametro α dal potenziale matriciale h o dal contenuto di acqua θ .

In via schematica, si è valutata la possibilità di calibrare il parametro α di Arya & Paris tramite una procedura di ottimizzazione sulla base dei risultati dello *scaling* dei dati di ritenzione idrica a disposizione. Questa tecnica di calibrazione è schematizzata in figura 5.2 ed è essenzialmente finalizzata ad inglobare in α anche informazioni sui caratteri di variabilità spaziale dei parametri del suolo, ossia in termini di funzione di ritenzione idrica di riferimento RefWRC ottenuta con lo *scaling* dei dati disponibili.

Il parametro α non è dunque più calibrato mediante il classico confronto fra le singole funzioni di ritenzione misurate e le singole curve granulometriche per i diversi campioni di suolo disponibili, bensì è identificato in modo da minimizzare la somma degli scarti quadratici (SSE) fra la funzione di ritenzione idrica di riferimento stimata con il modello AP, indicata con $\text{RefWRC}_{\text{AP}}$, e quella calcolata direttamente dai dati di ritenzione misurati disponibili, indicata con $\text{RefWRC}_{\text{mis}}$

mediante minimizzazione della seguente funzione obiettivo, $SSE(\alpha_c)$:

$$SSE(\alpha_c) = \sum_{c=1}^C \left\{ \left[S_{e, \text{RefWRC}_{\text{mis}}}(\log|h|) - S_{e, \text{RefWRC}_{\text{AP}}}(\log|h|, \alpha_c) \right]^2 \right\} \quad [\text{V.1}]$$

in cui il simbolo “log” indica il logaritmo decimale e C denota il numero totale dei possibili valori α_c nell’intervallo tra 1.00 e 1.20. Si è adottato un passo pari a 0.01, ossia $\alpha_c = \{1.00, 1.01, 1.02, \dots, 1.20\}$, ottenendo $C = 21$. E’ in ogni caso opportuno segnalare che un’analisi preliminare eseguita fissando un intervallo di valori più ampio ha mostrato che α è sempre compreso all’interno dell’intervallo considerato nella procedura di calibrazione. I termini $S_{e, \text{Ref}}(\log|h|)$ nell’equazione [V.1] sono stati stabiliti fissando una serie di 100 valori di potenziale matriciale h variabili fra -10^0 cm e -10^6 cm.

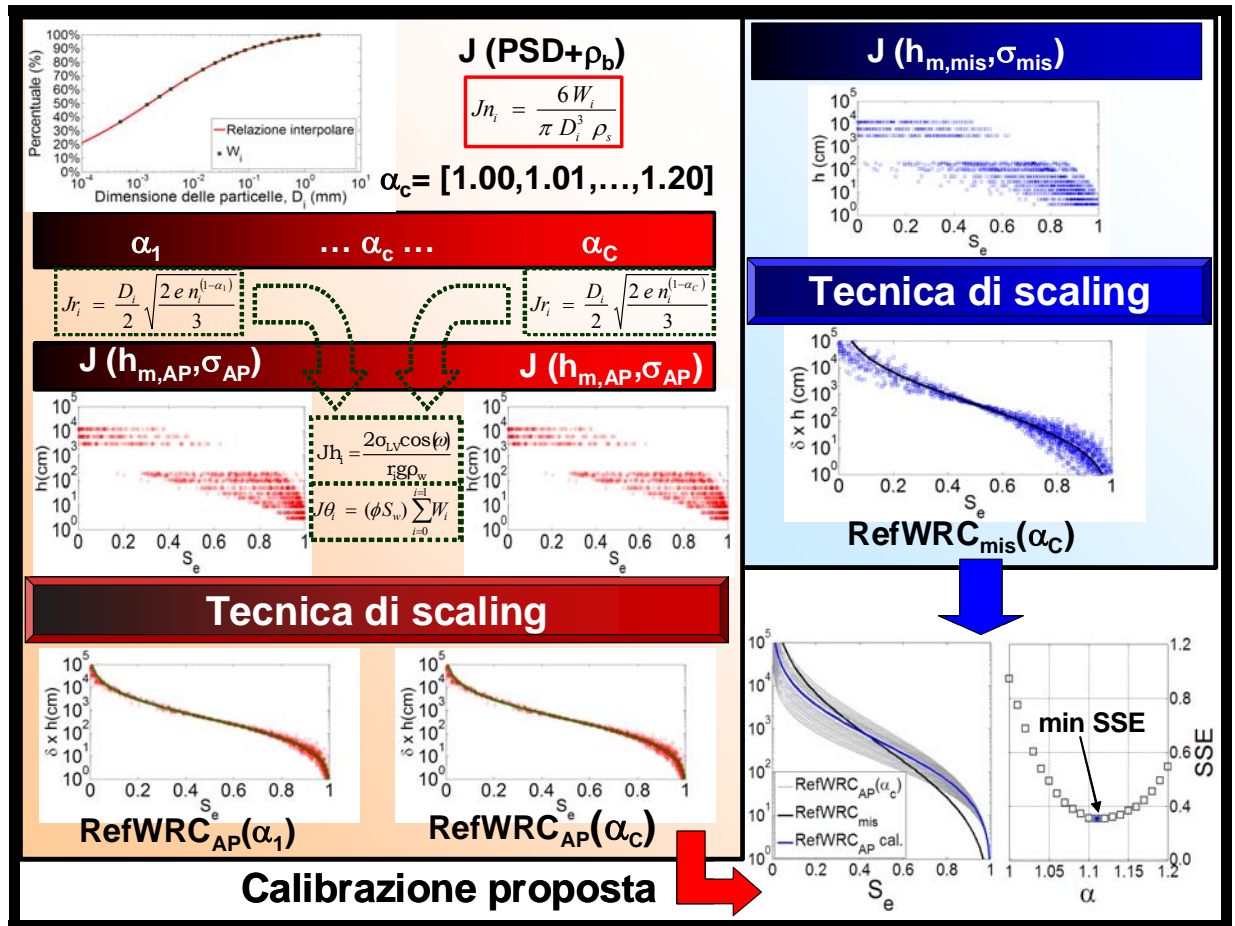


Figura 5.2 – Schema della procedura di calibrazione del parametro di tortuosità α .

La procedura di ottimizzazione proposta per determinare il coefficiente di

tortuosità α può essere riassunta nel modo seguente:

- 1) per una generica posizione j del territorio di interesse, quindi per un generico campione di suolo j , il raggio del poro r_i corrispondente alla classe di diametro D_i , può essere calcolato con l'equazione [III.5] per tutte le classi di poro variabili nell'intervallo $i = \{1, 2, \dots, I\}$, solo dopo avere prefissato un valore del parametro di tortuosità, indicato con α_c ;
- 2) per ciascun valore fissato di α_c (ad esempio $\alpha_1 = 1.00$), i valori di potenziale matriciale h_i sono determinati tramite l'equazione di capillarità e associati ai corrispondenti valori di contenuto d'acqua θ_i mediante l'equazione [III.3];
- 3) per ogni posizione j e per ogni fissato α_c , si interpolano le coppie di valori di ritenzione h_i - θ_i ottenute con il modello AP, adattandole alla relazione parametrica di Kosugi [II.19] per ottenere i parametri di ritenzione $h_{m,AP}$, σ_{AP} , e $\theta_{r,AP}$; quindi C=21 funzioni di riferimento RefWRC_{AP,c} (le curve in colore grigio rappresentate in fig. 5.3) sono stimate utilizzando le equazioni [III.17],[III.18] e [III.19] corrispondenti ai prefissati 21 valori del parametro α_c .
- 4) il valore ottimizzato di α , denominato α_{opt} , è scelto in corrispondenza del valore minimo della funzione obiettivo SSE(α_c) (eq. [V.1]), che rappresenta gli errori quadratici fra la funzione RefWRC_{mis} (ottenuta dalle misure di laboratorio di ritenzione idrica dei campioni di suolo disponibili; in fig. 5.3 viene rappresentata dalla linea continua di colore nero) e le 21 funzioni RefWRC_{AP,c} (ottenute dai dati granulometrici e di densità apparente misurati utilizzando il modello AP).

Il risultato finale di questa procedura di ottimizzazione fornisce i seguenti risultati: il valore “ottimo” del parametro di tortuosità (α_{opt}), un insieme di funzioni di ritenzione idrica stimate con il modello AP (le curve di colore grigio in fig. 5.3), una funzione di ritenzione idrica media di riferimento calibrata, denominata RefWRC_{AP} (la curva di colore blu in fig. 5.3) e un insieme di fattori di scala δ_j determinati con la tecnica di *scaling* tramite l'eq. [III.20]. Tutti i calcoli connessi alla procedura di ottimizzazione sono stati svolti utilizzando i codici di calcolo disponibili in “*Matlab Optimization Toolbox*” (The Mathworks, Inc., Coleman, 1996).

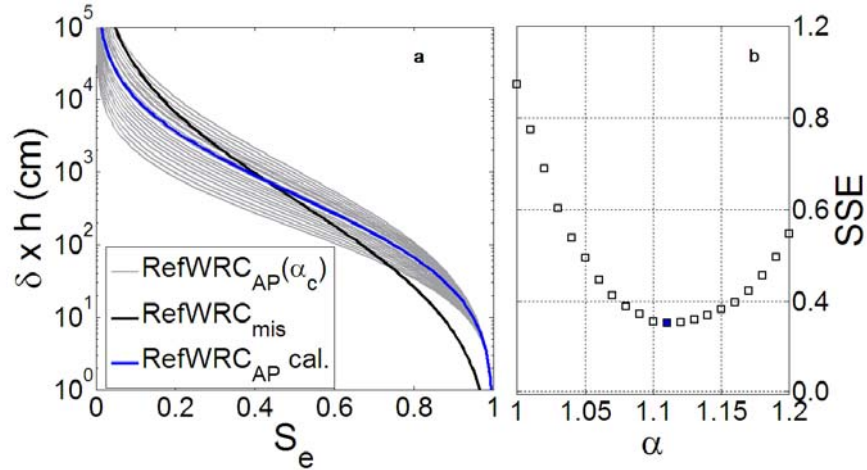


Figura 5.3 – a) $\text{RefWRC}_{\text{mis}}$ (linea blu) e le 21 $\text{RefWRC}_{\text{AP},c}$ (linee grigie) e la $\text{RefWRC}_{\text{AP}}$ calibrata (linea nera); la funzione $\text{RefWRC}_{\text{AP}}$ calibrata corrisponde al valore minimo di SSE riportato in b) con il quadrato di colore blu.

5.2. Verifica parametrica

La valutazione della metodologia proposta è stata attuata mediante una verifica in termini parametrici, ossia con il confronto tra i risultati ottenuti dal metodo proposto e quelli ottenuti dal metodo tradizionale della tecnica di *scaling* per la rappresentazione della variabilità spaziale delle proprietà idrauliche del suolo (fig. 5.4).

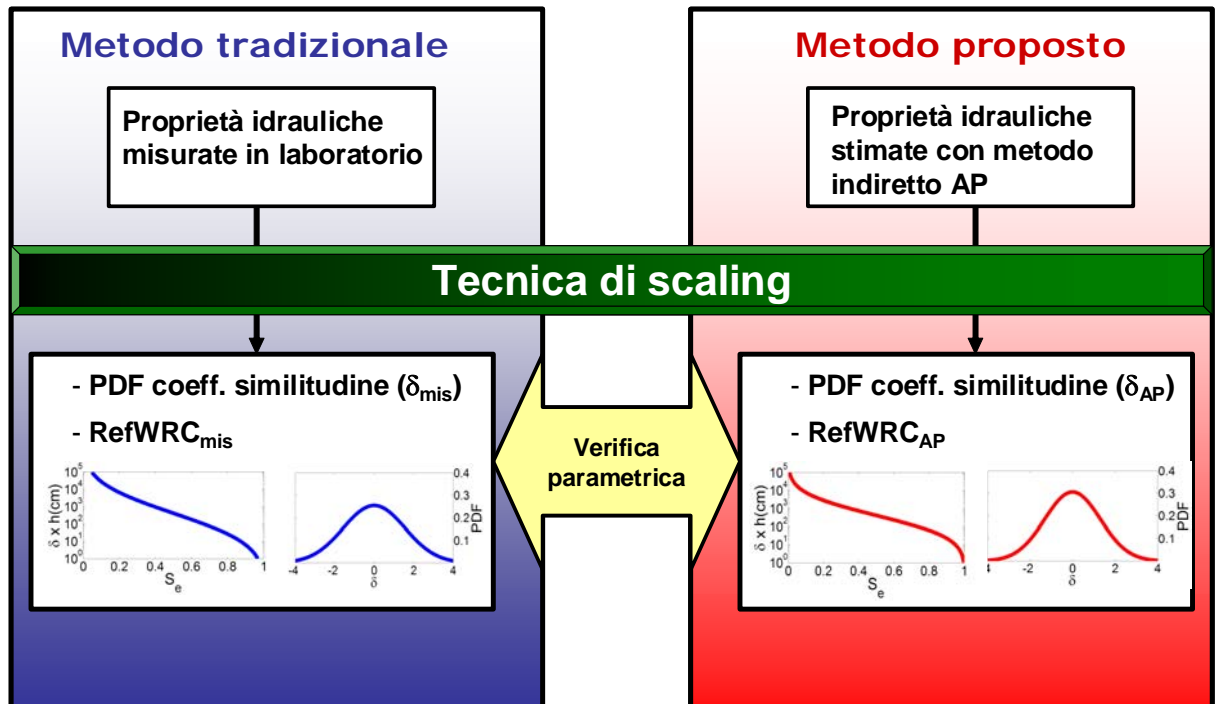


Figura 5.4 - Schematizzazione della metodologia proposta e verifica con la tecnica tradizionale di caratterizzazione idraulica dei suoli.

I risultati della procedura di ottimizzazione sviluppati in questo studio vengono presentati nei grafici in figura 5.5. Il valore ottimizzato del parametro di tortuosità è $\alpha_{opt} = 1.11$ con un $SSE=0.31$.

Si nota che il valore ottimizzato cade nel campo di variazione comunemente definito tra 1.0 e 2.5, come riportato in letteratura (Arya et al., 1982; Arya and Dierolf, 1992; Leji et al., 1996; Haverkamp et al., 1998). La tabella 5.1 riporta i parametri di scaling $h_{m,ref}$ e σ_{ref} , ed i valori della media e della deviazione standard dei fattori di scala, δ , ottenuti dall'elaborazione della tecnica di similitudine mettendo in risalto la maggiore dispersione dei parametri ottenuti dai dati di ritenzione misurati [con σ_{ref} e deviazione standard dei fattori scala, $SD(\delta)$] maggiori rispetto a quelli ottenuti dai dati di ritenzione stimati col modello AP.

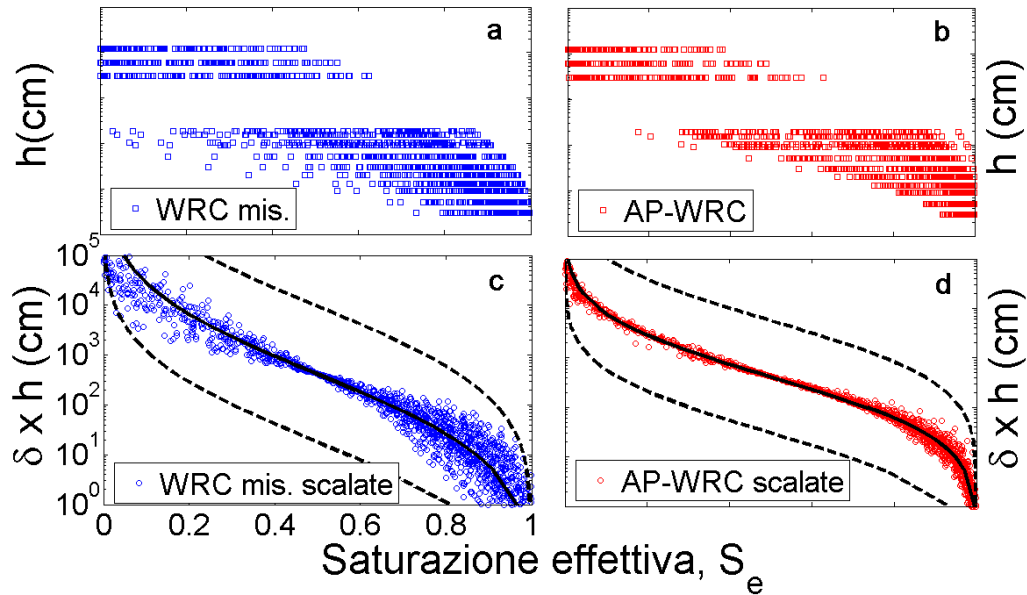


Figura 5.5 – a) dati di ritenzione misurati in laboratorio b) dati di ritenzione stimati con il modello AP c) dati di ritenzione misurati in laboratorio scalati d) dati di ritenzione stimati con il modello AP scalati. Le linee nere continue rappresentano $RefWRC_{mis}$ e $RefWRC_{AP}$ ottimizzata mentre le linee nere discontinue rappresentano i limiti di confidenza al 95%.

La figura 5.5 mostra le funzioni di ritenzione idrica misurate in laboratorio (simboli blu) e stimate col modello AP (simboli rossi) sia prima che dopo la procedura della tecnica di *scaling*. In questi grafici, le linee continue nere rappresentano le funzioni medie di ritenzione idrica di riferimento ($RefWRC$), mentre le linee tratteggiate nere identificano le regioni di confidenza al 95%. E' interessante notare come lo *scaling* ottenuto dai dati stimati dal modello AP risulti più efficace rispetto a quello ottenuto dai dati misurati in laboratorio.

Questo risulta evidente dalla tabella 5.1 attraverso i valori quadratici medi (RMSE) calcolati tra la funzione media di ritenzione idrica di riferimento e i dati scalati di ritenzione idrica calcolati con la seguente relazione:

$$\text{RMSE} = \sum_{j=1}^J \sum_{l=1}^L \sqrt{\frac{[S_{e,\text{scaled}}(\log|h|) - S_{e,\text{Ref}}(\log|h|)]^2}{J \cdot L}} \quad [\text{V.2}]$$

dove $S_{e,\text{scaled}}(\log|h|)$ indica i dati di ritenzione scalati, $S_{e,\text{Ref}}(\log|h|)$ si riferisce ai dati della curva di riferimento RefWRC ed l corrisponde ai valori misurati di potenziale matriciale (il numero totale è $L=16$).

L'errore quadratico medio dei dati stimati col modello AP si presenta minore di 1/3 rispetto a quelli misurati in laboratorio: $\text{RMSE}_{\text{AP}} = 0.016$ e $\text{RMSE}_{\text{mis}} = 0.0472$. Tale risultato è in parte previsto dato che gli errori di misura della ritenzione idrica sono maggiori rispetto all'analisi della tessitura. Altre possibili motivazioni per questo comportamento possono essere: *i)* i dati di ritenzione idrica vengono misurati in due modalità differenti in laboratorio (vasche di suzione e piastre di Richards); *ii)* i dati di ritenzione sono misurati su campioni di suolo indisturbati (quindi tengono maggiormente conto di variazioni locali) mentre l'analisi di tessitura viene eseguita su campioni di suolo disturbati; *iii)* le stime AP derivano da una sorta di manipolazione dei dati di PSD e di densità apparente che causa un "filtro" dei dati con una conseguente concordanza migliore alla funzione di ritenzione idrica di Kosugi.

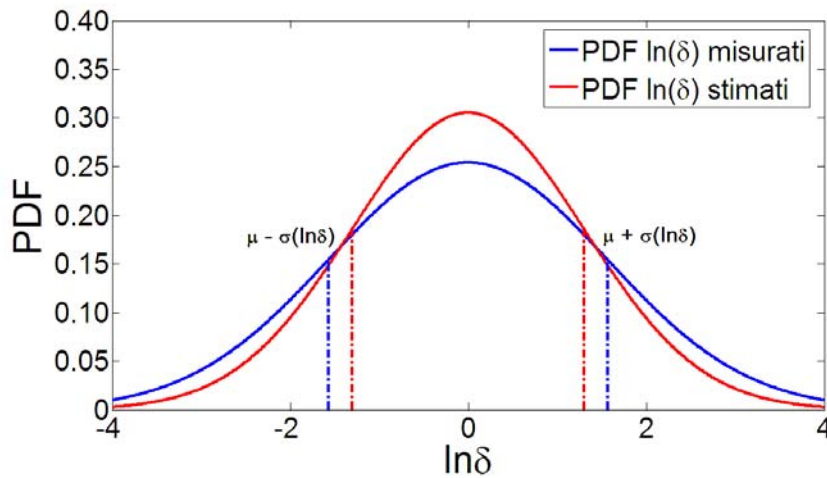


Figura 5.6 – Funzioni di densità di probabilità (PDF) dei logaritmi naturali dei fattori di scala, $\ln \delta$, che derivano dai dati di ritenzione misurati (linea blu) e dai dati stimati con il modello AP (linea rossa). Il 68% dei dati negli intervalli $\mu \pm \sigma(\ln \delta)$ viene delimitato dalle linee tratteggiate blu e rosse.

La figura 5.6 riporta le funzioni di densità di probabilità (*probability density function*, PDF) della variabile $\ln(\delta)$, calcolate per i dati di ritenzione idrica misurati e stimati con il modello AP.

Si ricorda che $\mu[\ln(\delta)] = 0$, come richiesto dalla teoria di *scaling* nell'equazione [III.16].

Tabella 5.1 - Parametri idraulici della funzione di ritenzione idrica di riferimento ($h_{m,ref}$ e σ_{ref}), con la media (μ) e la deviazione standard (SD) della distribuzione log-normale dei fattori di scala δ , errori quadratici medi (RMSE) ottenuti rispettivamente dai dati di ritenzione misurati e stimati.

Dati	parametri di <i>scaling</i>	
misurati in laboratorio	$h_{m,ref}$ (cm)	420
	σ_{ref}	3.29
	$\mu(\delta_j)$	3.05
	$SD(\delta_j)$	5.50
	RMSE	0.0472
stimati col modello di AP dopo la calibrazione di α_{opt}	$h_{m,ref}$ (cm)	423
	σ_{ref}	2.29
	$\mu(\delta_j)$	2.04
	$SD(\delta_j)$	2.25
	RMSE	0.0166

La teoria di similitudine proposta da Miller & Miller (1956) assume che le strutture microscopiche di due suoli geometricamente simili differissero solo nella loro lunghezza caratteristica, identificata in questo caso come la mediana del raggio del poro r_m mediante il fattore di similitudine δ (Kosugi and Hopmans, 1998). Le deviazioni standard σ delle distribuzioni di probabilità dei raggi dei pori dei suoli campionati devono essere identiche per ipotesi (vedi fig. 2 della memoria di Kosugi and Hopmans, 1998).

Pertanto, la necessità di rispettare la condizione di similitudine geometrica dei suoli comporta la suddivisione dei dati disponibili di ritenzione idrica misurata in classi di suolo che presentino un simile valore dell'indice di variabilità σ (Das et al., 2005). Come suggerito da Tuli et al. (2001), è stato costruito il grafico di fig. 5.7 che riporta i valori di $\sigma^2_{j,mis}$ in funzione della lunghezza caratteristica mediana del poro $\ln(r_{m,j})$ dei dati di ritenzione misurati in laboratorio. L'insieme dei punti nel grafico agevola, seppure in maniera solo visiva, il raggruppamento dei dati di suoli da assumere in similitudine geometrica. Valori elevati di $\sigma^2_{j,mis}$ caratterizzano suoli con un'ampia distribuzione dei pori e questa condizione è

maggiormente tipica per suoli a tessitura fine.

Per migliorare i risultati della tecnica di scaling, sono stati suddivisi i dati in due gruppi principali, in base ai valori assunti dall'indice di variabilità:

- per $4 < \sigma_{j,mis}^2 < 9$: Gruppo A – suoli a tessitura grossolana;
- per $9 < \sigma_{j,mis}^2 < 16$: Gruppo B – suoli a tessitura fine;
- non sono considerati i campioni al di fuori di questi due intervalli.

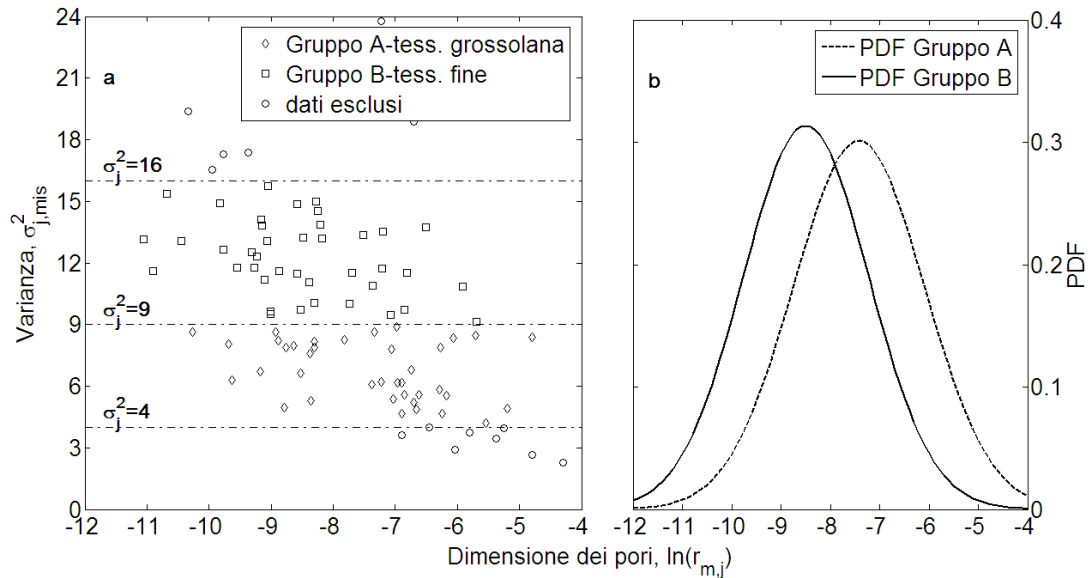


Figura 5.7 – a) Valori di $\sigma_{j,mis}^2$ in funzione della dimensione del poro, $\ln(r_{m,j})$ raggruppati secondo 2 classi di varianza. b) funzioni di densità di probabilità (PDF) corrispondenti in Gruppo A (linea nera tratteggiata) e Gruppo B (linea nera continua).

Le distribuzioni dei pori da associare ai due distinti gruppi, Gruppo A e Gruppo B, sono mostrate in figura 5.7b.

Sono stati svolti di nuovo i calcoli di *scaling* ed i relativi risultati sono presentati nei grafici di figura 5.8 e nella tabella 5.2, evidenziando il conseguimento di migliori prestazioni della tecnica di similitudine.

Si è dunque ripetuta la procedura descritta al paragrafo precedente in maniera distinta per i due gruppi di dati, ottenendo:

- $\alpha_{opt,A} = 1.05$ per il Gruppo A (SSE=0.06), utilizzando 40 campioni di suolo
- $\alpha_{opt,B} = 1.15$ per il Gruppo B (SSE=0.23), utilizzando 43 campioni di suolo.

I risultati eccellenti della tecnica di scaling vengono espressi dalla forte diminuzione dei valori RMSE in tabella 5.2 per quanto riguarda i risultati ottenuti dai dati di ritenzione misurati.

Si osservi che il valore SSE del Gruppo B è ancora elevato se confrontato con

quello del Gruppo A. Questi risultati possono essere spiegati da specifiche limitazioni di misura svolte in laboratorio che riguardano essenzialmente: i) la ritenzione idrica e ii) le curve granulometriche.

Per quanto riguarda il primo punto, si osservi che l'ultimo valore misurato della curva di ritenzione nella regione secca corrisponde ad un ordine di grandezza di circa $h=-10^4$ cm. Entro il campo di variazione fra 0 e -10^4 cm del potenziale matriciale, è possibile ottenere una completa descrizione della caratteristica di ritenzione idrica per suoli a tessitura grossolana, ma non per quelli a tessitura più fine. Riguardo alle misure di PSD, dall'altro lato, si osservi che la curva granulometrica sperimentale è basata su misure delle particelle fino ad un diametro minimo di $D=10^{-4}$ cm. Quindi il parametro di tortuosità viene calibrato sulla base di curve granulometriche pienamente rappresentative per suoli sabbiosi, ma non per suoli argillosi.

Queste due limitazioni nelle misurazioni sperimentali di laboratorio spiegano le diverse prestazioni tra il Gruppo A (in cui le funzioni di ritenzione di riferimento sono simili) ed il Gruppo B per il quale rimane ancora dell'incertezza nella regione secca (in corrispondenza di valori bassi del contenuto d'acqua del suolo) della funzione di ritenzione di riferimento per quanto riguarda la stima dei parametri del modello di Kosugi.

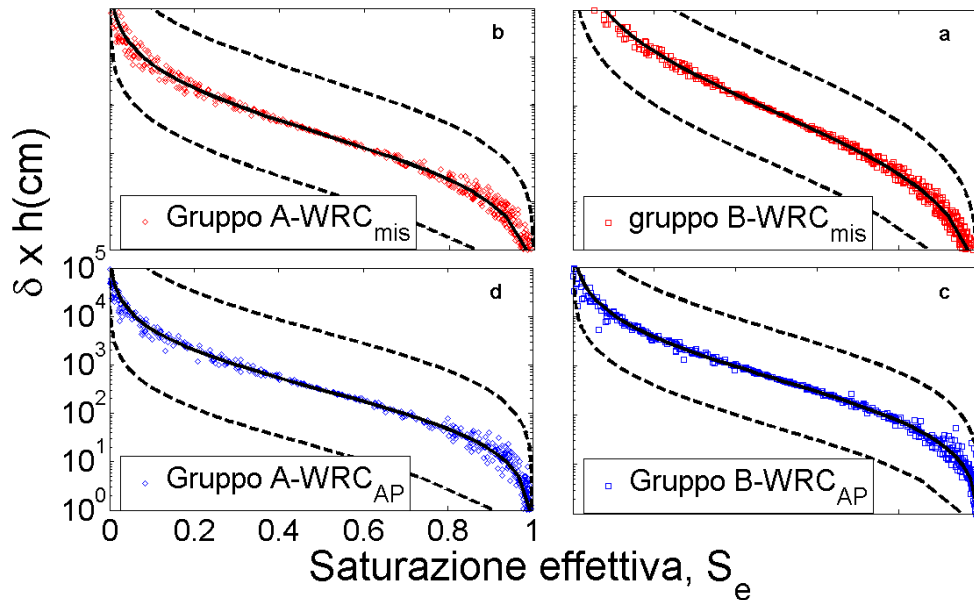


Figura 5.8 – a) Dati di ritenzione misurati scalati del gruppo A; b) Dati di ritenzione misurati scalati del gruppo B; c) Dati di ritenzione stimati col modello AP scalati del gruppo A; d) Dati di ritenzione stimati col modello AP scalati del gruppo B. Le linee nere continue rappresentano $RefWRC_{mis}$ e $RefWRC_{AP}$ ottimizzata mentre le linee nere discontinue rappresentano il 5° e il 95° percentile.

Tabella 5.2 - Parametri di scaling associati al Gruppo A e al Gruppo B di suoli: media delle lunghezze caratteristiche dei raggi $\mu(\ln r_{m,j})$, parametri della funzione di ritenzione idrica di riferimento ($h_{m,ref}$ e σ_{ref}); media μ e deviazione standard SD della distribuzione log-normale dei fattori di scala δ_i , errori quadratici medi RMSE ottenuti rispettivamente dai dati di ritenzione idrica misurati o stimati.

Dati	parametri di scaling	Gruppo A (suoli a tessitura più grossolana)	Gruppo B (suolo a tessitura più fine)
		$4 < \sigma_{i,LAB} < 9$	$9 < \sigma_{i,LAB} < 16$
N° di campioni		40	43
misurati in laboratorio	$\mu(\ln r_{m,j})$	-7.42	-8.50
	$h_{m,ref}$ (cm)	262.90	634.15
	σ_{ref}	2.60	3.51
	$\mu(\delta_i)$	2.12	2.27
	SD(δ_i)	2.84	3.29
	RMSE	0.019	0.014
stimati col modello di AP dopo la calibrazione di α_{AP}	$h_{m,ref}$ (cm)	346.96	527.21
	σ_{ref}	2.24	2.32
	$\mu(\delta_i)$	2.12	1.70
	SD(δ_i)	2.15	1.80
	RMSE	0.018	0.015

5.3. Validazione del metodo proposto

Oltre ad analizzare la rispondenza della tecnica di stima proposta, si è altresì proceduto ad una sua validazione con riferimento a dati disponibili per una zona completamente diversa da quella in cui erano stati raccolti i dati per la fase di verifica del metodo. I dati sperimentali utilizzati per la validazione si riferiscono a proprietà fisiche e idrauliche di suoli nel bacino idrografico “Fiumarella di Corleto”, nella alta valle del Fiume Sauro, principale affluente del Fiume Agri in Basilicata (fig. 5.9). Tale bacino è delimitato ad ovest dal massiccio della Montagna del Caperino e ad est dal massiccio della Montagna di Sella Lata. L’area esaminata ha un’estensione di circa 30 km² e ricade nei comuni di Corleto Perticara e Laurenzana in Provincia di Potenza. Il bacino della Fiumarella è compreso fra la quota massima di 1350 m s.l.m. e la quota minima di 650 m s.l.m.; il substrato è costituito in prevalenza da flysch arenaceo, in cui potenti strati di arenarie quarzoso-feldspatiche, generalmente gradate in banchi e strati, sono contenute in argille quarzoso-feldspatiche finemente stratificate. I suoli del bacino della Fiumarella si sono sviluppati nell’ambito di un regime di umidità Xerico e di un regime di temperatura Mesico, tipico di zone a clima secco. Infatti

la piovosità media annua è di 632 mm e la temperatura media annua di circa 14°C.

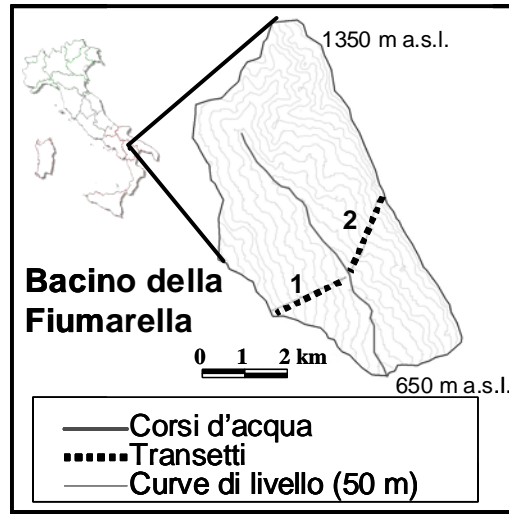


Figura 5.9 – Inquadramento geografico del Bacino “Fiumarella di Corleto” (Regione Basilicata).

In sinistra orografica, sui versanti dolci prevalgono colture erbacee ed orticole; sui versanti arenacei, più acclivi, prevalgono boschi di latifoglie o cespuglieti. I boschi di latifoglie si estendono totalmente sui versanti argillosi a pendenze più elevate. I versanti posti in testata del bacino, e quindi alle quote più elevate, sono dominati da boschi di conifere e da cespuglieti. I dati utilizzati per la fase di validazione sono stati raccolti in due allineamenti, che partono da una quota di circa 1100 m s.l.m. fino ad una quota di circa 780 m s.l.m. e sono rispettivamente orientati secondo le direzioni E-NE/O-SO (allineamento 1, ubicato in destra orografica) e NE/SO (allineamento 2, ubicato in sinistra orografica). A distanza costante di 50 m, sono stati raccolti complessivamente 88 campioni di suolo rimaneggiati e non rimaneggiati dall'orizzonte più superficiale del suolo per la determinazione delle proprietà fisiche e idrauliche del suolo descritta nel Capitolo IV.

Ai dati raccolti nel bacino “Fiumarella di Corleto” è stata applicata la tecnica di stima messa a punto in questa Tesi di Dottorato e sono stati ottenuti i risultati mostrati in fig. 5.10, dopo aver svolto la procedura di ottimizzazione proposta. Il valore calibrato del parametro di tortuosità è $\alpha_{opt} = 1.12$ con un SSE=0.07.

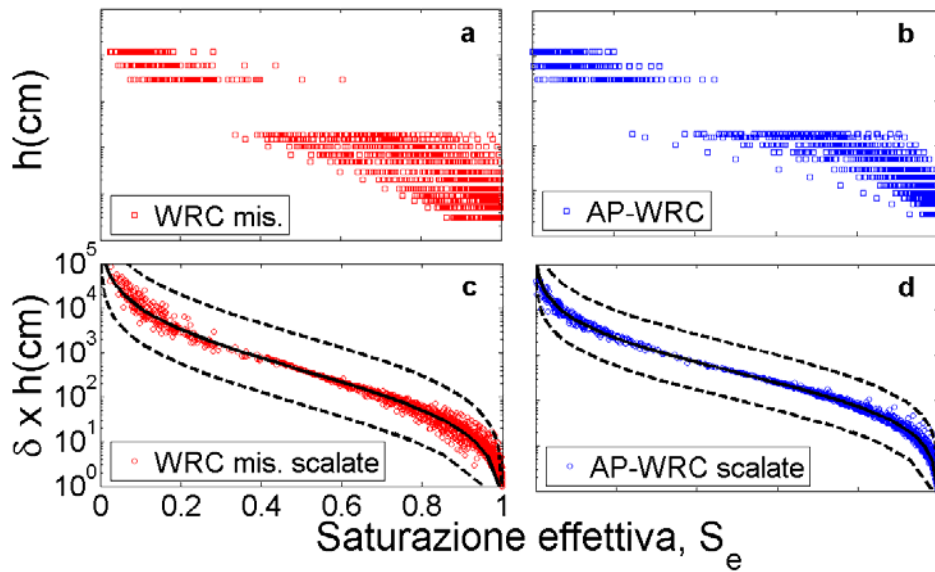


Figura 5.10 - a) dati di ritenzione misurati in laboratorio b) dati di ritenzione stimati con il modello AP c) dati di ritenzione misurati in laboratorio scalati d) dati di ritenzione stimati con il modello AP scalati. Le linee nere continue rappresentano $\text{RefWRC}_{\text{mis}}$ e $\text{RefWRC}_{\text{AP}}$ ottimizzata mentre le linee nere discontinue rappresentano il 5° e il 95° percentile.

Si noti il valore molto modesto di SSE che indica dunque una migliore prestazione data da minori variazioni di tessitura di questo dataset rispetto a quello dell'Alento. Questo viene confermato dalla minore dispersione dai dati di tessitura nel triangolo USDA (fig. 5.11). Inoltre le funzioni di ritenzione medie di riferimento ottenute dai dati misurati ($\text{RefWRC}_{\text{mis}}$) e dai dati stimati col modello AP ($\text{RefWRC}_{\text{AP}}$) risultano molto simili così come le distribuzioni log-normali dei coefficienti di similitudine ($\ln \delta$).

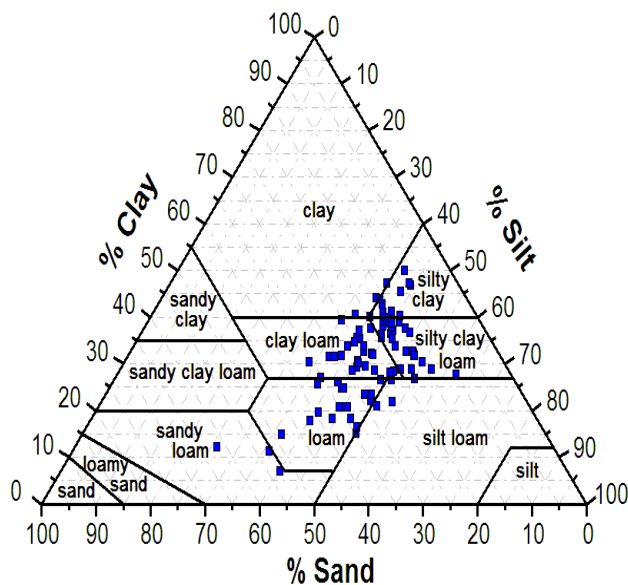


Figura 5.11 - Classificazione USDA dei dati di tessitura raccolti lungo i due allineamenti.

5.4. Numero minimo di campioni di suolo da utilizzare per la calibrazione del metodo

Le verifiche e la validazione svolte ai paragrafi precedenti hanno evidenziato la possibilità di caratterizzare le proprietà idrauliche dei suoli in un certo territorio mediante una tecnica semplificata che si basa sui concetti fondamentali della Idrologia del Suolo e consente altresì di descrivere le variazioni di tali proprietà nel territorio di interesse.

Per l'applicazione del metodo proposto è tuttavia sempre necessario eseguire prove idrauliche, in campo o di laboratorio, su alcuni campioni non rimaneggiati di suolo prelevati nell'area di studio. Si pone quindi il problema di esaminare la possibilità di individuare il numero minimo di campioni da analizzare affinché si possa pervenire ad una attendibile caratterizzazione idraulica del suolo e, in particolare, quantificare il numero minimo di misure dirette per calibrare opportunamente il parametro di tortuosità α e determinare i parametri della funzione di ritenzione di riferimento stimata con il modello AP.

Per la determinazione di questo numero minimo di funzioni di ritenzione idriche necessario, sono state selezionate a caso un numero di campioni nell'intervallo fra 5 e 105, nel caso dei dati raccolti nel bacino dell'Alento, e da 5 a 88, nel caso dei dati per il bacino "Fiumarella". Se g rappresenta il numero di campioni di suolo generato stocasticamente, per ciascuna serie di dati generati l' SSE_g è calcolato utilizzando 5 repliche per assicurare risultati non distorti.

Per lo svolgimento di questa analisi è stato utilizzato il valore α_{opt} calibrato ($\alpha_{opt}=1.11$ con $SSE=0.31$) come determinato al paragrafo 5.1.2 per i dati "Alento" e $\alpha_{opt}=1.12$ con $SSE=0.07$ per i dati "Fiumarella". Per ogni valore di g , il modello AP è stato applicato sui dati granulometrici, mentre le funzioni di ritenzione idrica stimate sono state interpolate mediante la relazione parametrica di Kosugi per determinare i parametri $h_{m,AP}$, σ_{AP} , and $\theta_{r,AP}$. In tal modo si è ottenuta la corrispondente funzione di ritenzione idrica media di riferimento $RefWRC_{AP,g}$, mentre i valori di SSE_g sono calcolati tramite la funzione obiettivo dell'equazione [V.1].

I risultati ottenuti sono mostrati in fig. 5.12 con la linea verde tratteggiata orizzontale che rappresenta il valore atteso $SSE=0.31$ per l'insieme dei dati "Alento" e $SSE=0.07$ per l'insieme dei dati "Fiumarella" (calcolato con il numero totale dei campioni a disposizione). Le linee verdi tratteggiate esterne delimitano

l'area teorica del “valore vero”, con il 95% dell'intervallo di confidenza calcolato in funzione del numero di campioni di suolo generati casualmente (Warrick and Nielsen, 1980).

Si consideri un campione $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ di ampiezza non eccessiva, ad esempio per n minore di circa 30-40 come riportato in molti trattati di Statistica, che è estratto da una popolazione distribuita secondo la Normale con $X \sim N(\mu, \sigma^2)$, con varianza σ^2 incognita. In tal caso, risulta:

$$t_{ls/2, v} = \frac{\bar{X} - \mu}{s / \sqrt{g}} \quad [V.3]$$

in cui $s^2 = 1/(n-1)\Sigma(X_i - \bar{X})^2$, mentre $t_{ls/2, v}$ indica la distribuzione t -Student con un prefissato livello di significatività ls e v i gradi di libertà ($v = g - 1$).

Tanto premesso, il limite inferiore λ_{lw} e superiore λ_{up} dell'intervallo di confidenza, rappresentato in fig. 5.12 dalle linee tratteggiate di colore verde, sono ottenute mediante la seguente espressione:

$$\lambda_{lw}, \lambda_{up} = \bar{x}_g \mp t_{ls/2, v} \frac{s_g}{\sqrt{g}} \quad [V.4]$$

\bar{x}_g e s_g sono rispettivamente la media e la deviazione standard attesi. In questo caso specifico, gli ultimi due parametri statistici sono rispettivamente identificati come SSE_g e $SD(SSE_{jrg})$ ottenuti con i campioni di suolo stocasticamente generati, g .

Se con $A_{ls/2}$ si indica l'ampiezza degli intervalli di confidenza, per un assegnato livello di significatività ls , l'equazione [V.4] può poi essere scritta come segue:

$$A_{ls/2} = 2 \frac{s_g}{\sqrt{g}} t_{ls/2, v} \quad [V.5]$$

che può essere utilizzata per determinare il numero minimo di campioni, diciamolo g_{min} , necessario per ottenere una prefissata ampiezza massima delle fascia di confidenza $A_{ls/2, max}$:

$$g_{min} \geq 4 s^2 \left(\frac{t_{ls/2,v}}{A_{ls/2,max}} \right)^2 \quad [V.6]$$

che deve essere risolta iterativamente poiché il valore critico $t_{ls/2,v}$ dipende da g .

Dai risultati mostrati in fig. 5.12 si può dunque concludere che un numero minimo di campioni di suolo necessari per la calibrazione del parametro di tortuosità α è circa pari a 30-40. Quindi la caratterizzazione della variabilità spaziale della ritenzione idrica, in aggiunta al numero minimo di campioni, può essere stimata usando il metodo AP attraverso i dati di tessitura.

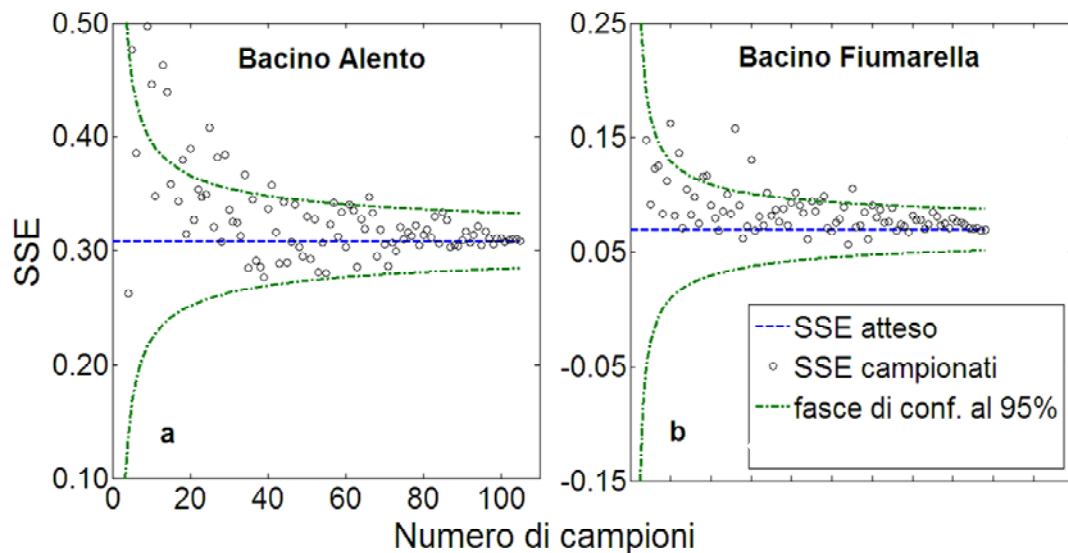


Figura 5.12 – Valori di SSE campionati in funzione del numero dei campioni stocasticamente generato in a) Bacino Alento e in b) Bacino Fiumarella.

5.5. Bibliografia

- Arya, L.M., J.C. Ritchter, and S.A. Davidson. 1982. A comparison of soil moisture characteristic predicted by the Arya-Paris model with laboratory-measured data. AgRISTARS Tech. Rep. SM-L1-04247, JSC-17820. NASA-Johnson Space Center, Houston, TX.
- Arya, L.M., and T.S. Dierolf. 1992. Predicting soil moisture characteristics from particle-size distribution: An improved method to calculate pore radii from particle radii. p.115-125. In M. Th. van Genuchten et al. (ed.) Proc. Int. Workshop on Indirect Meth. For Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Riverside, CA.
- Beven, K.F. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrological Processes*, 2002, 16, 189-206.
- Coleman T.F., Li Y., 1996. An Interior, Trust Region Approach for Nonlinear Minimization Subject to Bounds. *SIAM Journal on Optimization*, 6:418-445.
- Das, B. S., N.W. Haws, and P.S.C. Rao. 2005. Defining geometric similarity in soils. *Vadose Zone J.* 4:264-270.

- Freeze, R.A. & Harlan, R.L. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic re-sponse model. *J. Hydrol.*, 1969, 9, 237-258.
- Leij, F.J., W.J. Alves, M.Th. van Genuchten, and J.R. Williams. 1996. The UNSODA-Unsaturated Soil Hydraulic Database—User’s manual Version 1.0 Report EPA/600/R-96/095. National Risk Management Research Laboratory, Office of Research Development, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH.
- Haverkamp, R., F. Bouraoui, R. Angulo-Jaramillo, C. Zammit, and J.W. Delleur. 1998. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. chap. V5.1–50. (J.W. Delleur, ed.) *The Handbook of Groundwater Engineering*. CRC Press.
- Reggiani, P., Sivapalan, M. & Hassanizadeh, S.M. Conservation equations governing hillslope processes: exploring the physical basis of water balance. *Water Resour. Res.*, 2000, 36, 1845-1863.
- Warrick, A.W., D.R. Nielsen. 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. In “Applications of soil physics” (D. Hillel, ed.) Academic Press, New York, p.319-344.

CAPITOLO VI

Verifica funzionale del metodo proposto

6.1. Verifica funzionale

Numerose ricerche a carattere sia sperimentale sia teorico hanno valutato l'effetto esercitato dalla variabilità spaziale delle proprietà idrauliche dei suoli sulle previsioni offerte da modelli di bilancio idrologico.

Sharma & Luxmore (1979) hanno studiato l'influenza della variabilità spaziale delle proprietà idrauliche dei suoli sul bilancio idrologico a scala di bacino, assumendo che la variabilità delle proprietà idrauliche potesse essere descritta tramite i coefficienti di similitudine della teoria di Miller & Miller (1956).

Kim & Stricker (1996), invece, hanno utilizzato una tecnica di simulazione Monte-Carlo per valutare l'effetto della variabilità dell'intensità di pioggia e della eterogeneità orizzontale delle proprietà idrauliche dei suoli rispetto ad alcuni indici statistici delle componenti di un bilancio idrologico simulato simultaneamente lungo colonne indipendenti di suolo distribuite in un'area di circa 10^4 km². Kim et al. (1997), adottando soluzioni analitiche per simulare i processi di infiltrazione nel suolo, hanno poi valutato l'effetto dell'eterogeneità delle proprietà idrauliche dei suoli sulle principali componenti di bilancio idrologico. In particolare, questi autori hanno individuato parametri idraulici *equivalenti* che oltre a dipendere dalla struttura di variabilità spaziale dei parametri osservati, secondo loro dipende anche dalle locali caratteristiche climatiche.

Leij et al. (2007) hanno generato stocasticamente coppie di parametri idraulici per poi simulare la dinamica dell'acqua nel suolo lungo colonne verticali indipendenti, in modo da valutare la sensitività dei momenti del primo ordine del contenuto d'acqua e dei flussi idrici simulati rispetto ad una variabilità associata a differenti scale di risoluzione spaziale.

Stimando i parametri idraulici dei suoli mediante *pedotransfer functions* (PTF), Zhu & Mohanty (2002) e Minasny & McBratney (2002) hanno valutato l'impatto esercitato dalla variabilità spaziale delle proprietà idrauliche su processi

idrologici fondamentali quali l'evaporazione e l'infiltrazione.

In generale, le indagini sperimentali e/o numeriche ora presentate utilizzano spesso la teoria di similitudine di Miller & Miller (1956) per descrivere la variabilità spaziale delle caratteristiche idrauliche dei suoli mentre, in ragione della notevole complessità di modellazione del moto dell'acqua nel suolo, sia in regime di saturazione completa sia in condizioni di saturazione parziale, quasi sempre considerano il dominio del moto in termini schematici come costituito da un insieme di colonne verticali di suolo (sovente, ipotizzate come uniformi) indipendenti fra loro, ossia trascurando gli scambi di flussi che possono intervenire fra le diverse colonne. L'approccio delle colonne indipendenti di suolo è noto in letteratura con il termine *stream tube model*.

Clapp et al. (1983) hanno osservato che l'eterogeneità spaziale delle proprietà idrauliche del suolo riescono a spiegare circa il 75% della variabilità osservata (in termini di deviazione standard) del contenuto d'acqua superficiale del suolo. Questo risultato ha trovato conferma in altri studi circa le proprietà statistiche delle componenti di bilancio idrologico simulate alla scala di piccolo bacino o di un'intera area irrigua, in cui la variabilità delle proprietà idrauliche è simulata mediante l'applicazione del concetto di similitudine (Peck et al., 1977; Bresler et al., 1979; Hopmans and Stricker, 1989; Roth, 1995; Rockhold et al., 1996; Birkholzer and Tsang, 1997; Kim et al., 1997; Shouse and Mohanty, 1998; Wendroth et al., 1999; Deurer et al., 2001).

Inoltre, è stato evidenziato che la sensitività delle componenti del bilancio idrologico rispetto alla variabilità spaziale delle proprietà idrauliche può spesso dipendere anche dalle tecniche utilizzate per la stima di tali proprietà. Di conseguenza, una ulteriore verifica dell'efficacia di una tecnica semplificata rispetto ad una più complessa, si effettua confrontando i risultati di un modello idrologico ottenuti utilizzando le diverse tecniche di stima per fornire al modello i parametri in ingresso.

Questo tipo di valutazione è noto in letteratura come approccio "*funzionale*", per distinguerlo da quello strettamente "*parametrico*" che si limita a confrontare i valori dei parametri tal quali. L'approccio "*funzionale*" è particolarmente utile allorché i parametri sono utilizzati in modelli che descrivono l'evoluzione di processi fortemente non lineari, per cui la sola analisi delle discrepanze fra parametri non consente una efficace valutazione delle prestazioni della tecnica semplificata o alternativa.

In un contesto di analisi stocastica della variabilità spaziale dei parametri, l'approccio “funzionale” nella valutazione di diverse tecniche di stima dei parametri medesimi può essere utilmente adottato per valutare la propagazione attraverso il modello non lineare dell'incertezza di stima dei parametri nelle corrispondenti incertezze di stima delle componenti di bilancio simulate. L'incertezza dei parametri è rappresentata dalla variabilità (stocastica) locale e spaziale dei parametri, che in linea generale dipende dal tipo di tecnica adottata per la stima dei parametri stessi. All'incertezza dei parametri corrisponde un'incertezza dei valori simulati dal modello, che può essere amplificata o ridotta in funzione della sensitività del modello ai parametri stessi.

Tanto premesso, le analisi che saranno presentate in questo capitolo sono state svolte adottando per l'area sperimentale il concetto di *stream tube model*, ma considerando profili di suolo stratificati, e descrivendo la variabilità spaziale tramite la distribuzione di probabilità dei coefficienti di similitudine ottenuti con la tecnica messa a punto in questo studio. Obiettivo delle analisi presentate in questo capitolo è dunque di verificare l'efficacia in termini funzionali della metodologia proposta per la stima del coefficiente di similitudine.

Sono stati generati stocasticamente 100 coefficienti di similitudine δ utilizzando, per i due metodi a confronto (misurati o stimati), le distribuzioni log-normali ricavate al capitolo precedente. Pertanto, 100 funzioni di ritenzione idrica sono state generate rispettivamente utilizzando dati misurati o con il metodo semplificato basato sulla procedura proposta in questa Tesi di Dottorato. Sono stati poi ottenuti i parametri delle proprietà idrauliche di un profilo di suolo rappresentativo del sistema in esame ed è stato applicato un modello di bilancio idrologico molto noto in letteratura (v. figura 6.1). Attraverso il confronto delle componenti di bilancio simulate, si è valutata la propagazione dell'incertezza di stima dei parametri associata alle due diverse tecniche e l'efficacia del metodo proposto rispetto al metodo tradizionale.

E' opportuno evidenziare che la verifica funzionale svolta in questo studio consente di valutare la propagazione dell'incertezza di stima a scala locale e non già a scala spaziale, per la quale sarebbe necessario conoscere la struttura di variabilità spaziale dei parametri.

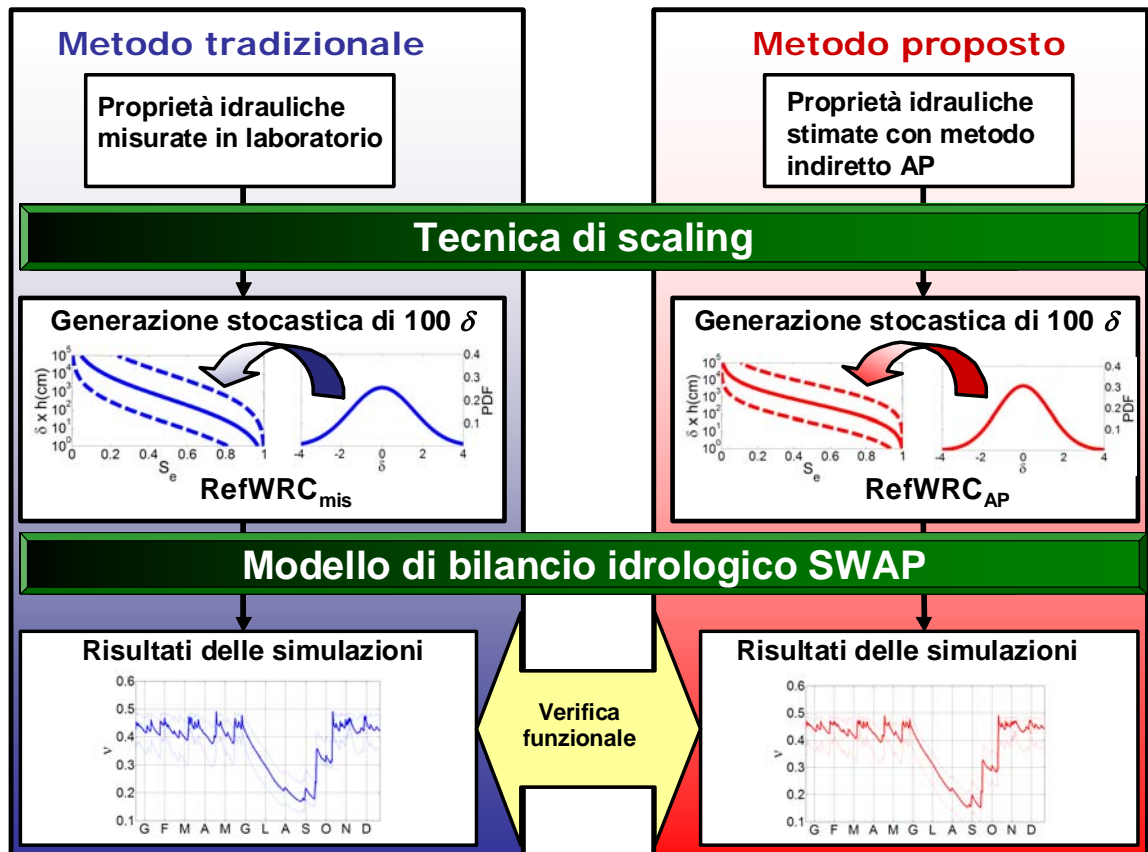


Figura 6.1 – Schematizzazione della verifica in termini funzionali della metodologia proposta

6.2. Modello SWAP: Aspetti teorici e sua applicazione

Per le simulazioni di bilancio idrologico si è utilizzato il modello SWAP (*Soil-Water-Atmosphere-Plant*), sviluppato e recentemente aggiornato a cura dell'Università di Wageningen, Dipartimento di Risorse Idriche, e dal Centro di Ricerca "Alterra Green World", Dipartimento Water and Environment, in Olanda. All'indirizzo www.swap.alterra.nl è possibile reperire il codice di calcolo, i manuali e una serie di articoli sulle applicazioni di tale modello.

La figura 6.2 schematizza i processi idrologici incorporati nel modello SWAP. La condizione al contorno superiore è localizzata al di sopra della vegetazione, la condizione al contorno inferiore sul confine superiore del sistema della falda acquifera. Il modello simula i processi verticali nella regione compresa fra questi due limiti, attraverso un approccio uni-dimensionale. Il modello SWAP considera il profilo di suolo suddiviso in compartimenti per i quali vengono risolte le equazioni di trasporto e di bilancio dell'acqua.

E' possibile tener conto dell'eterogeneità verticale del suolo variando i valori dei parametri nei diversi compartimenti in cui è discretizzata la colonna di suolo.

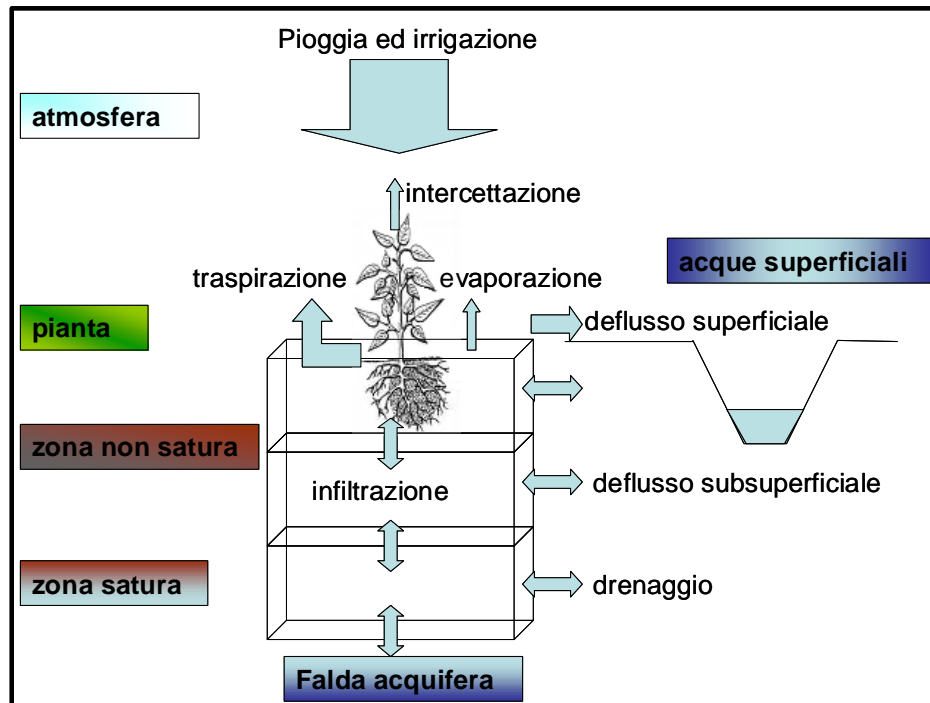


Figura 6.2 – Schematizzazione dei principali processi idrologici presenti in SWAP

6.2.1. Flussi idrici in superficie

Rispetto alle precipitazioni, la misura dei flussi di evapotraspirazione variano fortemente in funzione delle condizioni idrologiche locali. Quindi SWAP simula l'evapotraspirazione utilizzando dati meteorologici di base o dati di una coltivazione di riferimento.

La pioggia ridotta della quota sottratta per intercettazione o ruscellamento superficiale rappresenta il volume di acqua infiltrata nel suolo (fig. 6.2).

Si assume che l'estrazione radicale dell'acqua nel suolo uguaglia la traspirazione della pianta, trascurando le variazioni della quantità d'acqua immagazzinata nella pianta stessa, certamente trascurabili rispetto ai flussi idrici giornalieri che attraversano la biomassa vegetale.

Le condizioni al contorno superiore sono determinate dai flussi di potenziale evapotraspirativo, dalle precipitazioni e dagli apporti irrigui. I dati meteorologici giornalieri, in particolar modo la temperatura dell'aria, la radiazione solare, la velocità del vento e l'umidità dell'aria vengono utilizzati per calcolare

l'evapotraspirazione potenziale giornaliera secondo l'equazione di Penmann-Monteith (Monteith, 1965, 1981; Smith, 1992; Allen et al., 1998):

$$ET_p = \frac{\frac{\Delta_v}{\lambda_w}(R_n - G) + \frac{p_1 \rho_{air} C_{air}}{\lambda_w} \frac{e_{sat} - e_a}{r_{air}}}{\Delta_w + \gamma_{air} \left(1 + \frac{r_{crop}}{r_{air}} \right)} \quad [VI.1]$$

dove ET_p è l'evapotraspirazione potenziale o di riferimento di *Festuca arundinacea* alta 12 cm, cresciuta senza fattori limitanti (mm d^{-1}), Δ_v è la pendenza della curva della pressione di vapore (KPa K^{-1}), λ_w è il calore latente di vaporizzazione (J Kg^{-1}), R_n è la densità del flusso di radiazione netta al di sopra della vegetazione ($\text{J m}^{-2} \text{d}^{-1}$), G è la densità del flusso di calore del suolo ($\text{J m}^{-2} \text{d}^{-1}$), p_1 è un fattore di conversione ($=86400 \text{ s d}^{-1}$), ρ_{air} è la densità media dell'aria (Kg m^{-3}), C_{air} è il calore specifico dell'aria ($\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), e_{sat} è la pressione di vapore alla saturazione (KPa), e_a è la pressione di vapore reale (KPa), r_{air} è la resistenza aerodinamica (s m^{-1}), γ_{air} è la costante psicrometrica (KPa K^{-1}) e r_{crop} è la resistenza superficiale della coltivazione, che si suddivide in resistenza stomatica, cuticolare e del suolo (s m^{-1}). L'evapotraspirazione potenziale è divisa in evaporazione e traspirazione potenziale attraverso l'indice di area fogliare, LAI ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) oppure attraverso la frazione di suolo coperto dalla vegetazione, CS . Il flusso di evaporazione potenziale, E_p , viene calcolato quindi come una frazione dell'evapotraspirazione potenziale secondo la seguente equazione:

$$E_p = ET_p e^{-\kappa LAI} \quad [VI.2]$$

dove κ è il coefficiente di estinzione per la radiazione globale solare all'interno della vegetazione.

La frazione residua dell'evapotraspirazione potenziale è assunta uguale alla traspirazione potenziale, T_p :

$$T_p = ET_p - E_p \quad [VI.3]$$

6.2.2. Condizioni al contorno inferiore

Per le condizioni al contorno inferiore si distinguono tre tipologie:

1) Condizione di Dirichlet

La condizione di Dirichlet corrisponde ad una condizione di potenziale noto h_{bot} al contorno inferiore. La condizione di potenziale inferiore può essere anche rappresentata da assegnati valori di livello di una falda acquifera.

2) Condizione di Neumann

La condizione di Neumann è definita da assegnati valori del flusso idrico q_{bot} al contorno inferiore.

3) Condizione di Cauchy

La condizione di Cauchy al contorno inferiore è espressa da un'assegnata funzione del potenziale. Tale condizione è utilizzata qualora modelli di flussi non saturi sono combinati con modelli della dinamica del livello di falda ovvero quando il flusso al contorno inferiore q_{bot} deriva da una funzione implicita per la cui soluzione è richiesto uno schema numerico di tipo iterativo.

6.2.3. Applicazione del modello SWAP

I dati in ingresso del programma SWAP sono suddivisi in 4 tipologie:

- il file di input principale (*.swp);
- il file dei dati meteorologici (*.yyy);
- il file sui dati colturali (*.crp);
- il file sul tipo di drenaggio (*.dra).

Il file di input principale e quello sulle condizioni al contorno superiore (dati meteorologici) sono obbligatori. Il file sui dati colturali e quello sul drenaggio sono opzionali. Le estensioni dei file sono fissate come sopra indicato, ad eccezione del file relativo ai dati meteorologici, la cui estensione è definita dalle ultime 3 cifre dell'anno considerato (ad esempio il 2008 diventa nel file *.008).

Il file di input principale contiene informazioni sull'impostazione generale del sistema oggetto di simulazione, quale il periodo di simulazione, la profondità del suolo e la sua compartimentazione, il numero di orizzonti nella colonna di suolo, ecc. Il file dei dati meteorologici contiene i dati aggregati a scala giornaliera.

I risultati delle simulazioni sono memorizzati in file formato ASCII. I risultati

riguardano in particolare i valori delle variabili di stato ad assegnati istanti temporali della simulazione, i flussi giornalieri ed i flussi cumulati.

6.2.4. Parametrizzazione del modello

I parametri idraulici del suolo e precisamente la funzione di ritenzione idrica, $\theta(h)$, e di conducibilità idraulica, $K(h)$ sono stati definiti sulla base dei valori stimati nell'area sperimentale descritta al paragrafo 4.2.1, identificata omogenea rispetto alle caratteristiche di similitudine geometrica dei suoli.

Il suolo di quest'area è stato schematizzato in due orizzonti: uno superficiale, tra 0 e 40 cm di profondità, ed uno più profondo tra 40 cm e 200 cm.

L'indagine stocastica è stata condotta con riferimento al solo orizzonte superficiale. In particolare, per questo orizzonte le curve di ritenzione idrica sono state definite sulla base dei risultati derivanti dalla tecnica di scaling eseguita sia con i dati misurati di ritenzione idrica sia con i dati di ritenzione idrica stimati col modello AP. A partire dalla distribuzione log-normale dei fattori di similitudine, δ_j , e dagli altri parametri della curva di ritenzione media di riferimento, sono state generate stocasticamente cento curve di ritenzione, parametrizzate secondo il modello di van Genuchten (1980) con l'equazione (II.15) e con la condizione di Mualem. La funzione di conducibilità idraulica è data dall'equazione (II.32), espressa in cm/d (Schaap and Leij, 2000).

I parametri idraulici dell'intero insieme di dati dell'Alento, θ_s e K_s sono descritti rispettivamente con una funzione di densità normale e log-normale (*normal and log-normal probability density function*, PDF):

$$f(A) = \frac{1}{\sigma_A \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(A - \mu_A)^2}{2\sigma_A^2} \right] \quad [\text{VI.4}]$$

dove μ e σ sono la media e la deviazione standard del parametro generico A , che in questo caso è rappresentato dal contenuto idrico a saturazione, θ_s , e dalla conducibilità idraulica a saturazione in forma logaritmica decimale, $\log_{10} K_s$. Anche il contenuto idrico residuo, θ_r , ricavato dall'interpolazione parametrica della funzione di van Genuchten risulta distribuito con una funzione di probabilità normale. Pertanto si impostano i valori medi, $\mu(\theta_r)$, $\mu(\theta_s)$ e $\mu(K_s)$ come

parametri costanti da imporre nella simulazione in SWAP. La stazionarietà di secondo ordine viene assunta per consentire l'utilizzo della stessa media e varianza delle PDF in tutta l'area sperimentale con un approccio stocastico. Gli altri due parametri idraulici della funzione di ritenzione idrica di van Genuchten [II.13], h_g e n , vengono imposti variabili in ogni punto e vengono quindi ottimizzati a partire dalle curve di ritenzione idrica ricavate dalla generazione stocastica dei fattori di scala, δ .

I parametri idraulici dell'orizzonte più profondo sono stati stimati sulla base dei dati di laboratorio e sono assunti invarianti.

Di conseguenza, la verifica funzionale della metodologia proposta si riferisce all'analisi della propagazione dell'incertezza associata alla stima delle proprietà idrauliche del solo orizzonte superficiale. Come accennato nelle premesse del presente capitolo, l'analisi di incertezza si riferisce alla scala locale, essendo le proprietà idrauliche rappresentative di valori campionari generati in modo indipendente a partire dalla medesima distribuzione di probabilità del parametro di scaling, spazialmente invariante nell'area identificata come omogenea.

Il profilo di suolo investigato ricade nell'area idrologica caratterizzata dalla funzione di ritenzione idrica di riferimento (RefWRC) e dai parametri della distribuzione log-normale dei fattori di similitudine appartenenti al Gruppo B, caratterizzato da tessitura fine (identificato al paragrafo 5.2). La tabella 6.1 riassume il momento primo e secondo dei fattori di similitudine, δ_j , e gli altri parametri della curva di ritenzione media di riferimento, rispettivamente stimati dai dati di ritenzione misurati in laboratorio e dai dati di ritenzione stimati con il modello AP.

Tabella 6.1- Parametri di scaling del Gruppo B

gruppo B (suoli a tessitura fine)		
parametri di scaling	parametri misurati in laboratorio	parametri stimati col modello AP
$h_{m,ref} \text{ (cm)}$	634	527
σ_{ref}	3.51	2.32
$\mu(\delta_j)$	2.27	1.70
$SD(\delta_j)$	3.29	1.80

Attraverso la generazione stocastica di 100 nuovi fattori di scala δ_{sg} è possibile ricavare 100 funzioni di ritenzione $S_{e,newWRC}(\ln h)$ a partire da quella media di riferimento, attraverso la seguente relazione:

$$S_{e,newWRC}(\ln h) = F_n \left[\frac{(\ln(h_{m,ref} / \delta_{sg}) - \ln h)}{\sigma_{ref}} \right] \quad [VI.5]$$

Le 100 funzioni di ritenzione rappresentate dalla funzione di Kosugi sono state quindi interpolate con il modello di van Genuchten (in figura 6.3 ne viene mostrato un singolo esempio), che è l'unica relazione parametrica di ritenzione idrica adottata dal modello SWAP.

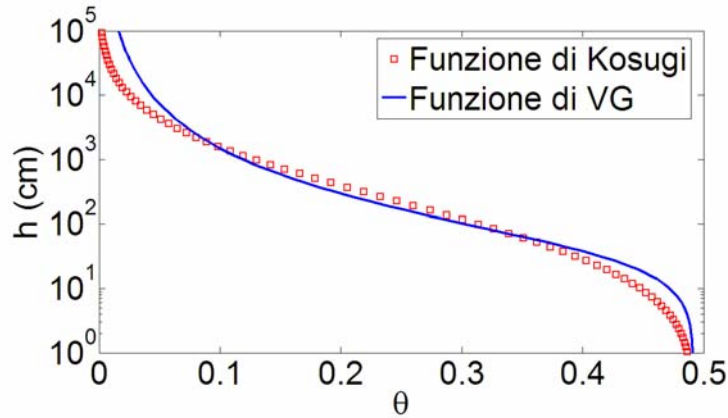


Figura 6.3 – Ottimizzazione della funzione di van Genuchten (VG) sui dati di ritenzione rappresentati dalla funzione di Kosugi (1996).

Con una procedura di interpolazione non lineare si stimano in particolare i parametri h_g ed n , che rappresentano quindi gli unici parametri che sono stati fatti variare nell'ambito delle 100 simulazioni stocastiche. I parametri θ_s e θ_r sono invece mantenuti costanti ed assunti pari alla media della loro distribuzione normale (rispettivamente $\theta_s=0.49$ e $\theta_r=0.05$).

Il parametro K_s è assunto costante e pari alla moda, cioè al valore con maggior frequenza (figura 6.4) nella distribuzione dei logaritmi decimali dei K_s del gruppo B.

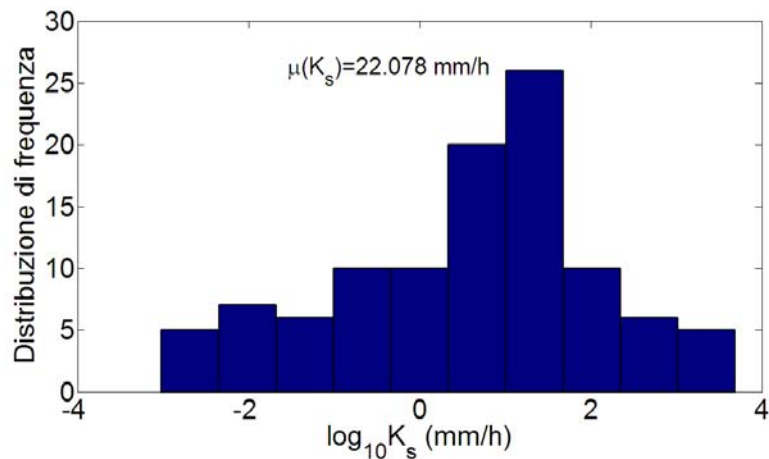


Figura 6.4 – Distribuzione di frequenza dei logaritmi decimali di K_s ($\log_{10} K_s$)

I parametri idraulici dell'orizzonte profondo sono stati stabiliti sulla base di misure condotte lungo un profilo di suolo a diverse profondità, i cui risultati sono riportati in tabella 6.2:

Tabella 6.2 – Dati di densità apparente (ρ_b), porosità (ε) e conducibilità idraulica alla saturazione (K_s) nelle diverse profondità del profilo di suolo

Profilo di suolo			
Profondità (cm)	ρ_b	ε	K_s (cm/d)
45	1.437	0.458	5.095
75	1.527	0.424	10.172
100	1.398	0.473	0.810
130	1.568	0.408	0.760
140	1.592	0.399	0.856
150	1.591	0.400	0.256
230	1.763	0.335	1.076

I parametri idraulici per l'orizzonte profondo sono stati quindi fissati sulla base dei valori sperimentali misurati nell'orizzonte tra 45 e 75 cm, riassunti in tabella 6.3.

Tabella 6.3 – Parametri della funzione di VG attribuiti ai due orizzonti del profilo di suolo schematizzato nel software SWAP

	θ_r (cm ³ /cm ³)	θ_s (cm ³ /cm ³)	h_q (cm)	n	K_s (cm/d)
Orizzonte superficiale	0.05	0.49	100 sg	100 sg	52.8
Orizzonte profondo	0.10	0.40	0.04	1.15	5.00

Le condizioni al contorno superiore sono state fissate sulla base dei valori di precipitazione ed ET_p medie giornaliere misurate nell'area sperimentale nel corso dell'anno 2007 (fig. 6.5), nell'ambito della campagna di monitoraggio descritta nel paragrafo 4.2.3.

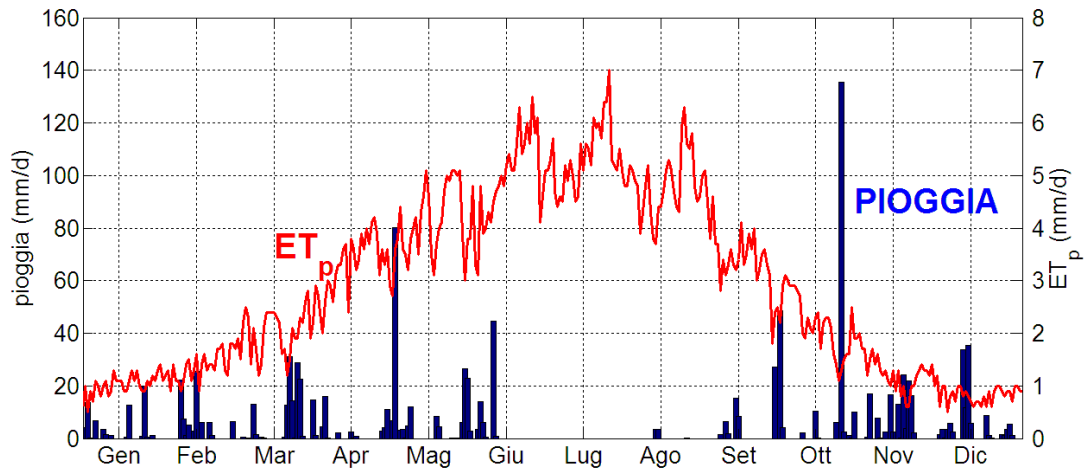


Figura 6.5 – Dati di evapotraspirazione potenziale (ET_p) e precipitazioni medie giornaliere misurate nell'anno 2007.

Al contorno inferiore sono state ipotizzate due diverse condizioni:

- a) condizioni al contorno inferiore di flusso nullo (drenaggio impedito);
- b) condizioni al contorno di drenaggio libero.

Il livello medio dell'altezza piezometrica di falda misurato il 1-gen-2007 è stato imposto come condizione iniziale del sistema, unitamente ad una distribuzione di equilibrio del potenziale idraulico totale lungo il profilo. Per ridurre o evitare l'influenza delle condizioni iniziali sui risultati del modello, le simulazioni sono state eseguite per un periodo di due anni (*spin-off time*), entrambi con le medesime condizioni meteorologiche misurate nell'anno 2007, e solo i risultati ottenuti durante il secondo anno sono stati utilizzati per le verifiche funzionali.

La vegetazione presente viene assunta ad uno stadio di sviluppo vegetativo tale da potere assumere $LAI=2$ e un coefficiente di estinzione per la radiazione globale solare $\kappa=0.4$. L'apparato radicale è considerato presente soltanto nel primo orizzonte superficiale del profilo di suolo, ossia fino ad una profondità di 40 cm.

Le 100 simulazioni numeriche sono state eseguite nell'ipotesi di assenza di apporti irrigui, di apporti sub superficiali laterali di acqua, di deflussi superficiali in ingresso nel profilo dall'esterno (*"run-on"* pari a zero nullo).

La schematizzazione del profilo di suolo con i flussi in entrata ed in uscita

considerati nelle simulazioni di SWAP è mostrata in fig. 6.6:

- la precipitazione media giornaliera (P);
- l'evapotraspirazione potenziale (ET_p) media giornaliera viene suddivisa in traspirazione effettiva (T_{eff}) ed evaporazione effettiva (E_{eff});
- il ruscellamento superficiale giornaliero (R);
- l'immagazzinamento di acqua nell'orizzonte superficiale tra le profondità di 0 e 40 cm (S_{0-40});
- il flusso idrico nella zona di confine tra i due orizzonti del profilo di suolo alla profondità di 40 cm (q_{40});
- la quantità di acqua infiltrata in superficie (q_0).

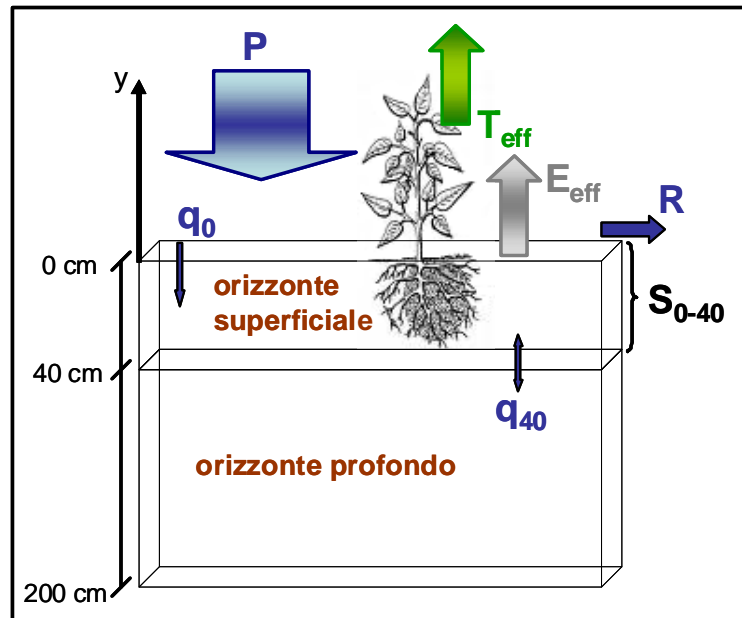


Figura 6.6 – Schematizzazione del profilo di suolo con i flussi in entrata ed in uscita considerati nelle simulazioni in SWAP

6.3. Risultati dell'analisi funzionale

Le mediane dei flussi simulati nell'ambito delle 100 simulazioni del modello SWAP condotte con i parametri di scaling ottenuti con i dati di ritenzione idrica misurati (v_{LAB}) sono stati confrontati con le mediane dei rispettivi risultati ottenuti con i parametri di scaling derivati dai dati di ritenzione stimati col modello AP (v_{AP}) proposto in questo studio.

In particolare, è stata calcolata la differenza (err) e la differenza assoluta ($Aerr$)

delle mediane con le seguenti relazioni:

$$err = (v_{LAB} - v_{AP}) \quad [VI.6]$$

$$Aerr = |v_{LAB} - v_{AP}| \quad [VI.7]$$

E' stato inoltre calcolato la differenza relativa media ($MRE\%$) e l'efficienza di previsione ($PEf\%$), noto anche come indice di Nash-Sutcliffe:

$$MRE\% = \frac{1}{D} \sum_{d=1}^D \left(1 - \frac{v_{AP,d}}{v_{LAB,d}} \right) \cdot 100 \quad [VI.8]$$

$$PEf\% = \left[1 - \frac{\sum_{d=1}^D (v_{LAB,d} - v_{AP,d})^2}{\sum_{d=1}^D (v_{LAB,d} - \mu(v_{LAB,D}))^2} \right] \cdot 100 \quad [VI.9]$$

dove d è l' i -esimo giorno giuliano dell'anno, $d = \{1, 2, \dots, D\}$ e D è l'ultimo giorno dell'anno, mentre $\mu(v_{LAB,D})$ rappresenta la media annuale dei valori delle variabili idrologiche considerate ottenute dai parametri di scaling dei dati di ritenzione idrica misurati. Valori elevati dell'indice $PEf\%$ (vicini al 100%) indicano un ottimo accordo fra i risultati derivanti dalle misure dirette e quelli derivanti dalla stima del modello AP. Un altro indice statistico utilizzato per il confronto fra i valori delle variabili considerate è il coefficiente di asimmetria cA . Data una distribuzione di frequenza della variabile v , il coefficiente di asimmetria è definito come:

$$cA = \frac{1}{\sigma^3} \frac{\sum_{d=1}^D (v_d - \mu[v_d])^3 n_d}{\sum_{d=1}^D n_d} \quad [VI.10]$$

dove n_d è il numero di simulazioni eseguite ogni giorno. Il coefficiente di asimmetria è nullo se la distribuzione di frequenza è simmetrica, positivo se la distribuzione presenta una coda a destra, negativo se la distribuzione presenta

una coda a sinistra.

I grafici su scala temporale annuale riportati in Allegato 2 mostrano nell'ordine:

- 1) evaporazione effettiva, E_{eff} (mm/d) e traspirazione effettiva, T_{eff} (mm/d);
- 2) ruscellamento superficiale, R (mm/d);
- 3) volume medio di acqua immagazzinato nell'orizzonte superficiale del suolo, ossia fra $z=0$ e $z=40$ cm di profondità, S_{0-40} (cm)
- 4) flusso idrico alla profondità di 40 cm, ossia in prossimità dell'interfaccia fra due distinti orizzonti del profilo di suolo q_{40} , (mm/d);
- 5) velocità di infiltrazione, q_0 (mm/d);
- 6) differenze fra i flussi T_{eff} , q_{40} e S_{0-40} generati con i parametri misurati e con quelli stimati con il modello AP.

e riportano le serie dei valori mediani (linee continue) delle grandezze giornaliere simulate, unitamente agli intervalli di confidenza del 90% (linee tratteggiate), nonché le differenze tra i valori simulati con i parametri stimati dai dati di ritenzione misurati ed i valori simulati con i corrispondenti parametri stimati dal modello AP proposto.

Il primo gruppo di simulazioni è stato ottenuto imponendo la condizione di flusso nullo (drenaggio impedito) al contorno inferiore del profilo di suolo.

Il secondo gruppo di simulazioni, invece, è stato ottenuto assumendo la condizione di drenaggio libero – ossia, la condizione di gradiente unitario del potenziale idraulico totale – al contorno inferiore.

L'efficienza del metodo proposto è stata valutata attraverso:

- la differenza fra i valori delle mediane delle rispettive grandezze simulate (v. grafici in allegato 2);
- i valori assunti dei coefficienti di asimmetria e deviazioni standard delle grandezze simulate sia su una scala annuale che su scala stagionale (v. grafici in allegato 2);
- la differenza relativa media ($MRE\%$) e l'efficienza di previsione ($PEf\%$).

Sono state inoltre selezionati 2 giorni dell'anno per valutare la distribuzione di frequenza delle grandezze idrologiche generate, in particolare il 15 marzo 2007, rappresentativo della stagione umida (74° giorno giuliano) ed il 15 luglio 2007, rappresentativo della stagione secca (196° giorno giuliano).

Nella figura 6.7 si osserva che i maggiori scostamenti tra le funzioni di ritenzione medie di riferimento (ottimizzate con la funzione di ritenzione idrica di VG) si riscontrano principalmente nella zona prossima alla condizione di saturazione e nella zona secca, pertanto le differenze più significative delle mediane delle grandezze simulate si presentano essenzialmente durante il periodo secco (traspirazione effettiva ed immagazzinamento idrico nei primi 40 cm) e durante il periodo umido (flusso idrico a 40 cm).

Nel caso della traspirazione effettiva, è interessante notare che i risultati ottenuti utilizzando i parametri stimati presentano un coefficiente di asimmetria fortemente negativo, ma sono meno variabili nel tempo rispetto a quelli che derivano dai parametri direttamente misurati, soprattutto quando si simula il periodo secco. Questo è in parte dovuto alla maggiore variabilità che si osserva nelle funzioni di ritenzione idrica (mostrate in figura 6.7) e nelle funzioni di conducibilità idraulica (mostrate in figura 6.8) per valori minori del contenuto idrico. Molto simile risulta l'andamento dei coefficienti di asimmetria per il flusso idrico q_{40} alla profondità di 40 cm, ma in questo caso le dispersioni intorno alle mediane sono molto simili. Nel caso dell'immagazzinamento idrico S_{0-40} nello strato 0-40 cm del profilo di suolo, i due tipi di confronto risultano molto simili.

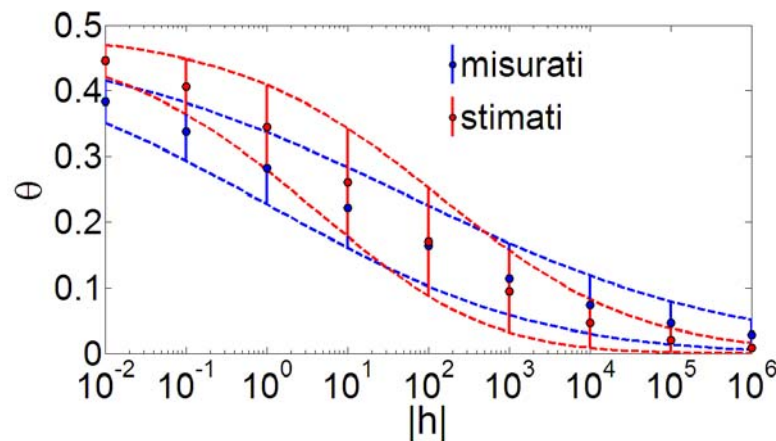


Figura 6.7 – Valori medi dei dati di ritenzione idrica misurati (blu) o stimati con il modello AP proposto (rosso). Le linee tratteggiate rappresentano gli intervalli ($\pm 1.96\sigma$) che contengono il 95% dei dati.

I valori assunti dai due indici di bontà delle previsioni ($MRE\%$ e $PEf\%$) utilizzati in questo studio confermano sostanzialmente quanto osservato in precedenza. In generale si osservano elevati valori di $PEf\%$ che indicano prestazioni ottimali del metodo proposto sui risultati di un modello di bilancio idrologico. Tuttavia in certi casi valori negativi dell'indice $MRE\%$ evidenziano distorsioni più o meno

elevate nella stima dei flussi idrici simulati con i parametri stimati col metodo proposto. Pertanto, la variabilità delle funzioni di ritenzione idrica è in grado di spiegare la gran parte della variabilità delle grandezze idrologiche più legate a caratteri di immagazzinamento idrico nel suolo, non influenza in maniera completa i flussi idrici del suolo. In questo caso la funzione di conducibilità idraulica gioca un ruolo molto importante nel grado di incertezza di tali variabili.

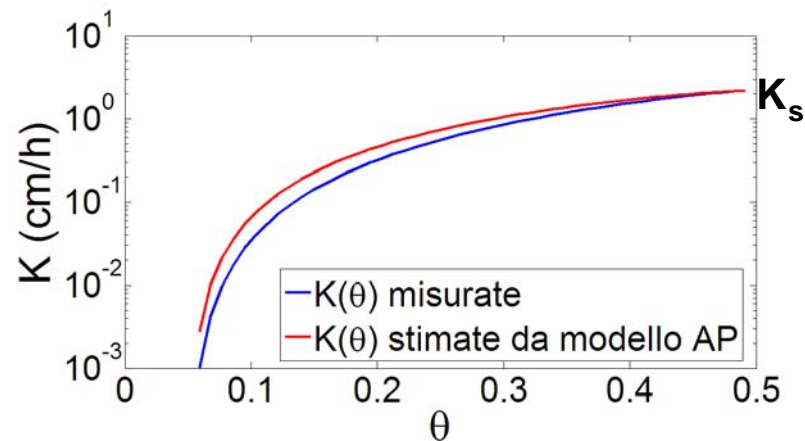


Figura 6.8 – Funzioni di conducibilità idraulica misurate (blu) e stimate col modello AP (rosso).

Tabella 6.4 – Valori di PEf (%) e MRE (%) per tutte le variabili calcolate con flusso nullo alla base del profilo di suolo

	PEf (%)	MRE (%)
T_{eff}	95.1	-31.0
R	99.9	0.3
S_{0-40}	84.9	2.9
q_{40}	72.9	-30.8
q_0	99.5	-1.6

Tabella 6.5 – Valori di PEf (%) e MRE (%) per tutte le variabili calcolate con drenaggio libero alla base del profilo di suolo

	PEf (%)	MRE (%)
T_{eff}	98.0	-12.6
R	88.2	-0.4
S_{0-40}	96.5	-1.8
q_{40}	95.0	0.0
q_0	99.9	0.0

Infine, nelle figure 6.9 e 6.10 sono riportati i diagrammi probabilistici per alcune delle variabili idrologiche simulate in questo studio. Questi diagrammi sono utilizzati in statistica essenzialmente per verificare l'adattamento di una assegnata legge di distribuzione di probabilità (quella Normale, molto spesso) ad

un campione di dati disponibili e, in letteratura anglosassone sono indicati con il termine *Q-Q plot*, ossia diagrammi che riportano i quantili della distribuzione di frequenza. In questo studio sono stati utilizzati i *Q-Q plot* per confrontare le distribuzioni di frequenza cumulata delle grandezze idrologiche simulate per ogni fattore di scala δ_{sg} generato stocasticamente nell'intero periodo annuale, nel periodo secco e nel periodo umido.

Una volta ottenuto per simulazione numerica i risultati del modello per le diverse variabili idrologiche di interesse, il diagramma di distribuzione di frequenza cumulata è stato tracciato effettuando le seguenti operazioni:

- gli N valori x_i della generica variabile X sono standardizzati [$z_i = (x_i - \mu)/\sigma$] disposti in ordine crescente;
- a ciascun valore è associato il numero d'ordine i e ad esso è altresì associato il valore stimato della frequenza empirica di non superamento con l'espressione empirica di Hazen: $F_i = (i - 0.5)/N$;
- per ogni F_i , si calcola il valore z_i tramite l'inversa della distribuzione Normale standard cumulata;
- le coppie di valori (x_i, z_i) sono riportati in un diagramma cartesiano (il cosiddetto *Q-Q plot*)

In questa sede e stante l'obiettivo del confronto, per la stima della frequenza empirica non si è ritenuto di dovere adottare anche altre formulazioni empiriche (ad esempio, l'espressione di Weibull o quella proposta da Gringorten).

Alla scala temporale annuale, si manifesta un buon accordo fra le distribuzioni di frequenza, dai dati misurati o stimati con la tecnica proposta, dell'immagazzinamento idrico nell'orizzonte superficiale S_{0-40} e del flusso idrico alla profondità di 40 cm q_{40} ; qualche maggiore discrepanza si osserva invece fra le distribuzioni della velocità di infiltrazione q_0 e del ruscellamento superficiale R (mostrati in figura 6.9).

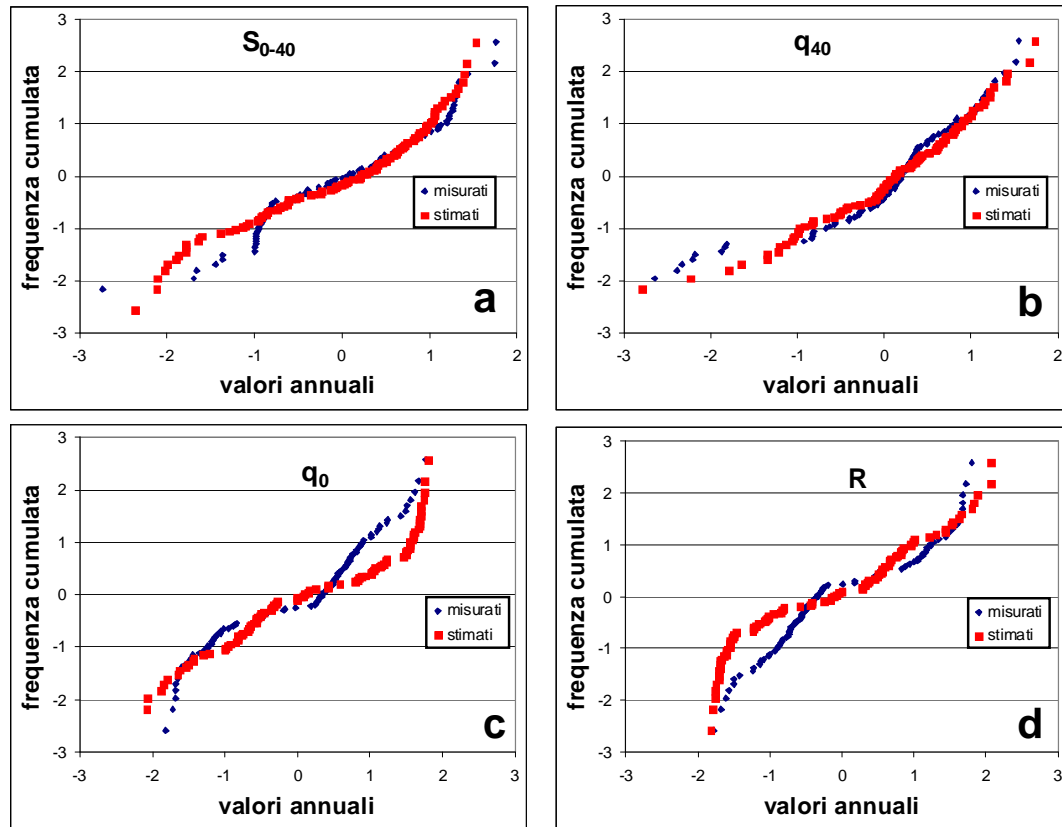


Figura 6.9 – Q-Q plot dei valori osservati a scala annuale dei dati misurati (blu) e stimati (rosso) di a) dell’immagazzinamento idrico nell’orizzonte superficiale S_{0-40} , b) del flusso idrico a 40 cm di profondità q_{40} , c) dell’acqua infiltrata in superficie q_0 , d) ruscellamento superficiale R .

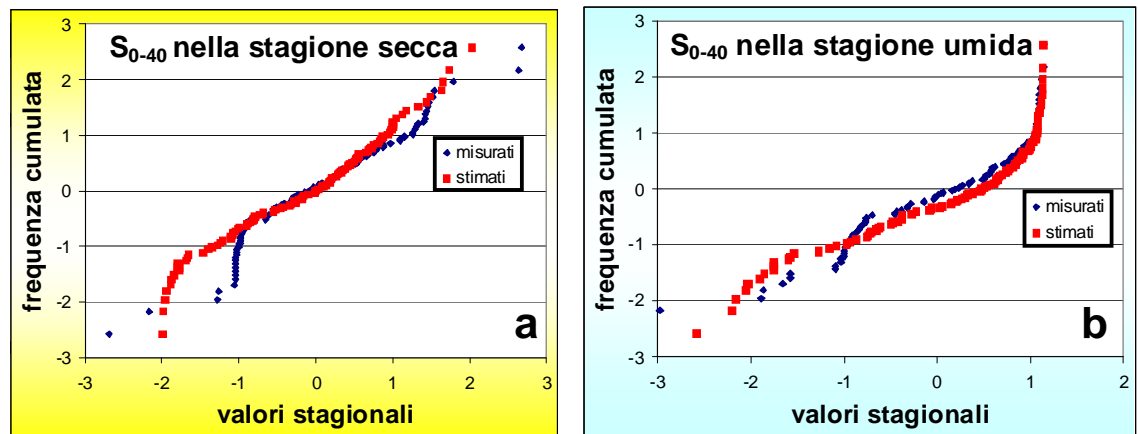


Figura 6.10 – Q-Q plot della somma dei valori osservati a scala annuale dei dati misurati (blu) e stimati (rosso) dell’immagazzinamento idrico nell’orizzonte superficiale S_{0-40} rispettivamente a) nel periodo secco; b) nel periodo umido

E’ altresì interessante il confronto fra le variazioni stagionali dei risultati del modello e quindi la verifica funzionale per le situazioni che si riscontrano nel periodo umido o nel periodo secco. Con riferimento ai valori cumulati ottenuti dalle simulazioni relative al periodo secco, stante l’assenza di ruscellamento

superficiale e di volume di acqua infiltrata, è necessario notare che il confronto è significativo solo nel caso dell'immagazzinamento idrico nell'orizzonte superficiale S_{0-40} , del flusso idrico a 40 cm di profondità q_{40} e della traspirazione effettiva T_{eff} .

In generale, sono confermati i risultati delle verifiche funzionali relative all'intero anno, ma con una maggiore differenza nel caso dei flussi stimati nel periodo secco, come è forse anche lecito aspettarsi per la maggiore variabilità delle caratteristiche idrauliche (sia la funzione di ritenzione idrica sia quella di conducibilità idraulica) ai più modesti valori del contenuto di acqua del suolo, mentre un buon accordo nel caso delle simulazioni relative al periodo umido, che è maggiormente influenzata dall'andamento reciproco delle funzioni di conducibilità idraulica in prossimità della saturazione completa. Analoga osservazione può essere fatta nel caso dell'immagazzinamento idrico S_e e, a titolo di esempio, in figura 6.10 è riportato il diagramma probabilistico dell'immagazzinamento nell'orizzonte superficiale S_{0-40} .

In conclusione, anche le analisi funzionali condotte in questo capitolo hanno confermato la validità della tecnica semplificata di stima delle funzioni di ritenzione idrica messa a punto in questa Tesi giacché le discrepanze rilevate rispetto ai risultati ottenuti adoperando i valori misurati sono senz'altro da ritenere accettabili se si tiene conto dei minori oneri connessi alla tecnica semplificata. Ovviamente, resta ancora da completare la verifica della rispondenza del metodo proposto allorquando si intende stimare in modo semplificato anche il valore K_s e l'intera funzione di conducibilità idraulica (qui variabile a parità di valore di K_s solo per effetto della variazione dei parametri della ritenzione idrica), che certamente esercita una marcata influenza sulle valutazioni dei flussi idrici nel sistema, e questo argomento sarà oggetto di una successiva indagine.

6.4. Bibliografia

- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome, Italy, 300 p. Irrigation and Drainage Paper 46, FAO, Rome, Italy.
- Birkholzer, J., C. Tsang, 1997. Solute channelling in unsaturated heterogeneous porous media. *Water Resour. Res.* 33:2221–2238.
- Bresler, E., H. Bielorai, A. Laufer, 1979. Field test of solution models in a heterogeneous irrigated cropped soil. *Water Resour. Res.* 15:645–652
- Clapp, R.B., G.M. Hornberger, B.J. Cosby, 1983. Estimating spatial variability in soil moisture with a simplified dynamic model. *Water Resour. Res.* 19:739–745.
- Deurer, M., W.H.M. Duijnisveld, J. Bottcher, G. Klump, 2001. Heterogeneous solute flow

- in a sandy soil under a pine forest: Evaluation of a modeling concept. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 164: 601–610.
- Kim, C.P., J.N.M. Stricker, 1996. Influence of spatially variable soil hydraulic properties and rainfall intensity on the water budget. *Water Resour. Res.* 32: 1699–1712.
- Kim, C.P., J.N.M. Stricker, R.A. Feddes, 1997. Impact of soil heterogeneity on the water budget of the unsaturated zone. *Water Resour. Res.* 3:991–999.
- Leji F.J., A. Sciortino, R. Haverkamp, J.M. Ugalde, 2007. Aggregation of vertical flow in the vadose zone with auto- and cross-correlated hydraulic properties. *Journal of Hydrology* 338:96–112.
- Minasny, B., A.B. McBratney, 2002. Uncertainty analysis for pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science* 53:417–429.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and the Environment. In 'The state and movement of water in living organisms', G.E. Fogg (Ed.), Cambridge University Press, p. 205–234.
- Monteith, J.L., 1981. Evaporation and surface temperature. *Quarterly J. Royal Soc.*, 107: 1–27.
- Peck, A.J., R.J. Luxmoore, J.C. Stolzy, 1977. Effects of spatial variability of soil hydraulic properties in water budget modeling, *Water Resour. Res.* 13:348–354.
- Rockhold, M.L., R.E. Rossi, R.G. Hills, 1996. Application of similar media scaling and conditional simulation for modeling water flow and tritium transport at the Las Cruces trench site. *Water Resour. Res.* 32:595–609.
- Roth, K., 1995. Steady state flow in an unsaturated, two-dimensional, macroscopically homogeneous, Miller-similar medium. *Water Resour. Res.* 31:2127–2140.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., 2000. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 843–851.
- Sharma, M.L., R.J. Luxmoore, 1979. Soil spatial variability and its consequence on simulated water balance. *Water Resour. Res.* 15: 1567–1573.
- Shouse, P.J., B.P. Mohanty, 1998. Scaling of near-saturated hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. *Water Resour. Res.* 34:1195–1205.
- Schoups, G., J.W. Hopmans. 2006. Evaluation of model complexity and input of field-scale water flow and salt transport. *Vadose Zone J.* 5:951–962.
- Smith, M., 1992. CROPWAT, a computer program for irrigation planning and management.
- Wendroth, O., W. Pohl, S. Koszinski, H. Rogasik, C.J. Ritsema, D.R. Nielsen, 1999. Spatio-temporal patterns and covariance structures of soil water status in two northeast German field sites. *J. Hydrol.* 215:38–58.
- Zhu, J., B.P. Mohanty, 2002. Spatial averaging of van Genuchten hydraulic parameters for steady-state flow in heterogeneous soils: A numerical study. *Vadose Zone J.* 1:261–272.

CAPITOLO VII

Considerazioni conclusive

Il progresso delle tecniche di misura dei parametri fisici e idraulici del suolo, la disponibilità di idonei strumenti per il monitoraggio dei processi idrologici e l'impiego di elaboratori numerici e sistemi informatici sempre più potenti hanno favorito il passaggio da una visione empirica dei fenomeni ad una sempre più accurata descrizione della realtà attraverso modelli matematici fondati che consentono di simulare il movimento dell'acqua nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera. L'insieme di queste tecniche, il cui sviluppo ha ricevuto un notevole impulso proprio in questi ultimi anni, consente applicazioni operative di notevole interesse ed indubbia efficacia e, in prospettiva, renderà sempre più agevole l'impiego di modelli di simulazione su vaste aree.

Oggi infatti vi è la necessità di ricorrere a modelli più evoluti per riuscire a simulare processi che evolvono in sistemi complessi e offrire quindi risposte più articolate alle esigenze richieste nell'ambito della gestione delle risorse idriche e della pianificazione territoriale. Oggigiorno sono disponibili modelli idrologici anche molto sofisticati, ma la applicabilità e rispondenza a situazioni di pratico interesse dipende fortemente dalla qualità e quantità dei dati disponibili sul sistema in osservazione.

La comprensione della risposta idrologica di un bacino idrografico è un problema impegnativo e reso più complesso anche dalla difficoltà nel quantificare le proprietà idrauliche del suolo e nel descrivere la struttura della loro variabilità spaziale. Specialmente per pratiche applicazioni di modelli idrologici distribuiti su aree a scala relativamente ampia, la necessità di affrontare le problematiche di variabilità spaziale si fonda sulla ricerca di metodi che siano meno onerosi in termini di acquisizione dei dati disponibili. L'approccio sviluppato e messo a punto in questo studio rappresenta un passo in avanti nel rendere i metodi semplificati di stima delle proprietà idrauliche del suolo più rappresentativi delle reali condizioni di campo. Tali stime sono basate su interpretazioni fisiche e teoriche e possono contribuire ad una migliore parametrizzazione delle simulazioni dei modelli idrologici distribuiti.

Applicando la tecnica di similitudine geometrica (*scaling*) di Kosugi & Hopmans (1998) basata sulle leggi fondamentali dell'idrologia del Suolo, in combinazione con il modello fisico-empirico di Arya & Paris (1981) per la stima della funzione di ritenzione idrica, è stato sviluppato un metodo che, seppur semplificato, si fonda su teorie ben verificate e che quindi offrono maggiori garanzie non solo di rispondenza del metodo stesso, ma anche di una sua buona applicabilità a situazioni diverse da quelle considerate per la sua messa a punto. Infatti, in questo studio il metodo è stato verificato con dati ricavati in un bacino del Fiume Alento in Campania ed è stato poi validato con successo utilizzando dati disponibili per un bacino del Fiume Agri in Basilicata, caratterizzato da situazioni ambientali locali alquanto differenti dall'area precedente.

La tecnica consiste nel correlare le funzioni di ritenzione idrica con la distribuzione del diametro delle particelle di un suolo, utilizzando però la teoria di *scaling* per calibrare il modello AP e quindi, a differenza delle classiche metodiche tradizionali, con una procedura innovativa di ottimizzazione che tiene in maggiore conto delle finalità di utilizzo delle proprietà idrauliche dei suoli in modelli di bilancio idrologico.

La metodologia proposta è stata verificata in termini parametrici, ossia con il confronto tra i risultati ottenuti dal metodo proposto rispetto a quelli che si ottengono a partire dai dati misurati delle proprietà fisiche e idrauliche dei suoli nelle aree sperimentali considerate.

Si è mostrato che l'utilizzo di informazioni sulla curva granulometrica del suolo e la densità apparente consente non solo una adeguata caratterizzazione della media e della varianza dei fattori di scala (la cui distribuzione probabilistica rappresenta la variabilità spaziale della funzione di ritenzione), ma anche di ottenere una buona stima della funzione di ritenzione idrica di riferimento rappresentativa dal punto di vista idrologico dell'area presa in esame.

Tuttavia, per migliorare le prestazioni della tecnica di *scaling* per la descrizione della variabilità spaziale è necessario identificare aree con un elevato grado di uniformità delle caratteristiche fisiche del suolo. Un aspetto interessante di questo lavoro è la direzione data su come organizzare un insieme rappresentativo di parametri idraulici del suolo ai fini della modellazione idrologica. Da questo punto di vista è possibile considerare aree caratterizzate dalla medesima similitudine geometrica del suolo come uniformi dal punto di vista del comportamento idraulico. Tale approccio può essere utile per definire in maniera

integrata con le tecniche tradizionali le “Unità di Risposta Idrologica” (le cosiddette HRU o *Hydrological Response Units*). La suddivisione dei dati di ritenzione misurati in due sotto-gruppi caratterizzati da similitudine geometrica rappresenta un passo in avanti verso il miglioramento della tecnica di scaling e soprattutto dal punto di vista della risposta idrologica di tali aree.

Infine abbiamo presentato un metodo semplice che utilizza l'intero numero di campioni di PSD, mentre solamente una piccola parte di campioni di ritenzione idrica da misurare in laboratorio (circa 30-40) necessari per calibrare il parametro di tortuosità α . Quindi la procedura di calibrazione si svolge ora in termini dell'obiettivo della ricerca, pertanto si prevede una migliore parametrizzazione distribuita per la modellazione idrologica. Tuttavia le misurazioni dirette delle proprietà idrauliche rimangono ancora necessarie.

La metodologia proposta in questo studio è stata verificata anche in termini funzionali, valutando l'efficacia della tecnica proposta rispetto alla metodologia tradizionale più complessa, attraverso il confronto delle grandezze idrologiche simulate ottenute attraverso un modello di bilancio idrologico.

La tecnica di generazione stocastica è un utile strumento per valutare quantitativamente l'incertezza di stima di modelli idrologici, tipicamente non lineari. Questo tipo di studio ha notevoli ricadute su problemi quali la stima delle proprietà idrauliche dei suoli in punti privi di misure dirette ed il trasferimento di informazioni dalla scala locale alle scale più ampie attraverso una metodologia innovativa, robusta ed affidabile ma allo stesso tempo meno onerosa in termini di costi e di tempo rispetto alle metodologie tradizionali.

L'analisi di incertezza è stata ristretta solo alla funzione di ritenzione e non è stata presa in esame la sensibilità associata alla stima della funzione di conducibilità idraulica. Sviluppi di questo studio dovrebbero essere pertanto orientati all'applicazione simultanea della tecnica di scaling sia alla funzione di ritenzione idrica sia a quella di conducibilità idraulica.

Inoltre l'analisi di sensitività è stata valutata soltanto a scala locale, ma risulta interessante estendere questa indagine anche a scala più ampia tenendo conto della struttura spaziale dei fattori di scala nell'applicazione di modelli di bilancio idrologico di tipo distribuito.

Ringraziamenti

Gli esiti positivi ed i buoni risultati raggiunti in questi tre anni di dottorato di ricerca sono stati il frutto di intense attività di studio, di ricerca e di pratiche applicazioni. Un ringraziamento doveroso va in primis al Prof. Nunzio Romano che mi ha offerto l'opportunità di svolgere questa ricca esperienza, e mi ha seguito nella mia crescita formativa improntandomi una "forma mentis" e una metodologia di studio altamente professionale e qualificata. Ringrazio fortemente il Prof. Giovanni Battista Chirico che mi ha trasmesso capacità tecnico-teoriche e strumenti utili per affrontare le nodose problematiche dell'idrologia del suolo. Sento fortemente di dire che a questo lavoro di Tesi hanno partecipato tutte le persone del gruppo di ricerca e quindi sento di ringraziare tutti per il sostegno tecnico, scientifico e morale, in particolare Paola Di Fiore che con infinita pazienza mi ha seguito nelle attività sperimentali di laboratorio e nella stesura dei paragrafi sulla descrizione delle misure idrauliche, Benedetto Sica che con il suo ottimo senso pratico mi ha accompagnato nelle attività di campo e di laboratorio, Francesca Ceres con cui condividiamo insieme le fatiche e lo stress del dottorato, Mario Palladino con i suoi utili consigli. Devo inoltre ringraziare il Prof. J.W. Hopmans dell'Università della California e nuovamente il Prof. N. Romano per avermi dato l'opportunità di svolgere un periodo formativo all'estero grazie al quale ho acquisito molta esperienza. Sento di affermare di essere stato molto fortunato per aver svolto il dottorato nel Dipartimento Di Ingegneria Agraria ed Agronomia del Territorio della Facoltà di Agraria di Portici ed il periodo di studio all'estero presso il "Land, Air and Water Resources Department" dell'Università della California per essere stato formato dai docenti con severità e molta preparazione scientifica. Infine ringrazio tutti i professori con i quali ho stretto rapporti di collaborazione, utili al confronto e allo sviluppo di nuove idee rimarcando l'importanza del lavoro di gruppo nell'ambito della ricerca scientifica.

ALLEGATO 1

Tabella A1.1 - Parametri idraulici interpolati con la funzione di ritenzione idrica di Kosugi (θ_s , h_m , σ) e fattori di scala, δ , in ciascuna posizione j dell'insieme di dati dell'Alento

		dati di ritenz. misurati				dati di ritenz. stimati col modello AP			
allineamenti	pos.	θ_s	h_m	σ	δ	θ_s	h_m	σ	δ
1	1	0.504	8084	5.07	0.05	0.502	1038	2.42	0.408
	2	0.510	649	2.76	0.65	0.508	2302	2.62	0.184
	3	0.507	1059	2.82	0.40	0.505	2990	2.81	0.141
	4	0.508	497	3.63	0.85	0.506	888	2.24	0.476
	5	0.442	184	2.79	2.28	0.365	80	2.28	5.302
	6	0.439	139	2.16	3.03	0.405	108	2.23	3.929
	7	0.439	37	2.05	11.22	0.379	77	2.18	5.500
	8	0.425	115	2.21	3.64	0.378	88	2.05	4.820
	9	0.403	11	1.51	38.32	0.336	67	2.12	6.315
	10	0.430	62	1.71	6.76	0.346	57	2.06	7.443
	11	0.390	28	1.99	14.84	0.330	79	2.20	5.325
	12	0.378	32	1.86	13.14	0.314	64	2.10	6.645
	13	0.392	153	2.32	2.74	0.357	113	2.30	3.732
	14	0.413	18	1.63	23.28	0.338	71	2.24	5.931
	15	0.415	27	2.21	15.29	0.355	72	2.13	5.910
2	2	0.480	53	3.49	7.95	0.469	192	2.09	2.198
	3	0.446	967	4.44	0.43	0.440	354	2.23	1.196
	4	0.490	141	3.12	2.98	0.483	337	2.27	1.254
	7	0.495	562	4.40	0.75	0.491	492	2.21	0.859
	8	0.490	171	3.93	2.46	0.481	282	2.29	1.498
	9	0.547	114	3.48	3.67	0.544	609	2.25	0.695
	10	0.462	598	2.80	0.70	0.477	398	2.19	1.064
	11	0.483	2768	3.86	0.15	0.478	429	2.33	0.985
	12	0.461	5991	5.68	0.07	0.456	528	2.39	0.801
	13	0.454	2280	2.51	0.18	0.493	1395	2.31	0.303
	14	0.507	717	3.64	0.59	0.504	717	2.36	0.590
	15	0.462	4258	2.94	0.10	0.493	313	2.35	1.351
	16	0.429	9473	3.63	0.04	0.474	523	2.44	0.808
	17	0.478	2620	3.56	0.16	0.474	535	2.31	0.791
	18	0.531	1262	4.74	0.33	0.525	349	2.28	1.211
	19	0.485	1279	3.61	0.33	0.475	260	2.26	1.624
	20	0.461	753	2.57	0.56	0.497	787	2.34	0.537
	21	0.496	798	3.39	0.53	0.495	3813	2.62	0.111
	22	0.527	205	4.87	2.04	0.526	1308	2.50	0.323
	23	0.511	585	3.87	0.72	0.510	3614	2.68	0.117
	25	0.540	3056	5.11	0.14	0.539	4320	2.37	0.098
	26	0.459	94	2.00	4.45	0.479	152	1.90	2.779
	27	0.511	569	3.81	0.74	0.508	878	2.28	0.482
	28	0.532	247	2.83	1.70	0.531	1619	2.37	0.261
	29	0.516	239	2.46	1.76	0.512	637	2.42	0.664
	31	0.479	1435	2.59	0.29	0.475	510	2.29	0.829
	32	0.498	274	3.65	1.53	0.496	927	2.26	0.456

3	33	0.524	2093	3.43	0.20	0.522	950	2.31	0.445
	34	0.474	979	2.23	0.43	0.473	3915	2.71	0.108
	35	0.425	1719	2.40	0.24	0.481	3070	2.41	0.138
	36	0.471	632	2.30	0.66	0.456	198	2.32	2.134
	37	0.477	64	2.89	6.52	0.421	62	2.02	6.786
	1	0.361	141	2.36	2.97	0.367	86	2.11	4.902
	2	0.396	50	1.94	8.48	0.376	89	2.12	4.755
	3	0.439	55	3.29	7.68	0.419	139	2.23	3.036
	4	0.553	122	4.34	3.44	0.544	286	2.27	1.481
	5	0.538	79	2.81	5.31	0.546	440	2.41	0.961
	6	0.487	753	3.12	0.56	0.532	603	2.41	0.702
	7	0.434	2413	2.83	0.17	0.570	5651	1.95	0.075
	8	0.512	1343	3.34	0.31	0.559	5023	2.72	0.084
	9	0.477	1079	2.87	0.39	0.496	718	2.38	0.589
	10	0.498	599	2.86	0.70	0.547	2368	2.25	0.179
	11	0.508	111	2.36	3.79	0.538	1506	2.60	0.281
	12	0.488	1404	3.72	0.30	0.527	3054	2.64	0.138
	13	0.473	1420	3.75	0.30	0.529	1566	2.32	0.270
	14	0.444	234	3.30	1.80	0.493	1637	2.48	0.258
	15	0.576	2591	4.16	0.16	0.547	754	2.31	0.561
	16	0.530	201	3.43	2.09	0.517	266	2.43	1.590
	17	0.459	1214	3.11	0.35	0.543	2183	2.53	0.194
	18	0.466	160	2.98	2.62	0.498	1167	2.28	0.362
	19	0.531	127	2.61	3.30	0.529	761	2.33	0.556
	20	0.488	371	2.87	1.13	0.526	941	2.58	0.449
	21	0.487	650	3.33	0.65	0.528	2192	2.68	0.193
	22	0.552	2307	5.16	0.18	0.550	3234	2.91	0.131
	23	0.571	4679	5.05	0.09	0.569	5066	2.82	0.083
	24	0.491	1590	3.43	0.26	0.527	1008	2.41	0.420
	25	0.446	605	3.17	0.69	0.497	2299	2.40	0.184
	26	0.456	1738	4.17	0.24	0.454	996	2.48	0.425
	27	0.506	198	3.68	2.12	0.484	170	2.46	2.491
	28	0.425	546	3.72	0.77	0.373	110	2.35	3.856
	29	0.438	340	3.16	1.23	0.423	165	2.09	2.567
4	1	0.419	136	3.39	3.08	0.377	69	1.94	6.131
	2	0.445	796	3.85	0.53	0.436	288	2.27	1.468
	3	0.465	326	3.40	1.29	0.458	313	2.14	1.352
	4	0.519	229	2.94	1.84	0.515	543	2.28	0.779
	5	0.460	1128	2.94	0.37	0.493	763	2.00	0.554
	6	0.449	8089	3.41	0.05	0.535	1424	2.28	0.297
	7	0.504	4582	4.40	0.09	0.502	1451	2.36	0.291
	8	0.483	6525	3.92	0.06	0.479	656	2.42	0.645
	9	0.414	1218	3.08	0.34	0.444	402	2.29	1.052
	10	0.504	947	2.81	0.44	0.539	293	2.05	1.442
	11	0.495	3125	4.07	0.13	0.492	795	2.28	0.532
	12	0.512	1658	3.54	0.25	0.508	629	2.38	0.673
	13	0.537	1523	3.51	0.28	0.532	553	2.40	0.765
	14	0.452	100	3.71	4.19	0.439	163	2.10	2.595
	15	0.369	177	3.08	2.37	0.363	102	1.49	4.152
	16	0.389	5119	3.61	0.08	0.375	199	2.19	2.122

	17	0.507	1066	3.41	0.39	0.497	252	2.16	1.677
5	1	0.426	72	2.35	5.82	0.384	64	1.94	6.590
	2	0.422	206	2.49	2.04	0.404	145	2.14	2.912
	3	0.440	147	2.48	2.86	0.416	107	2.06	3.964
	4	0.439	1265	3.97	0.33	0.472	321	2.28	1.316
	5	0.402	80	2.42	5.24	0.375	128	2.23	3.310
6	1	0.498	122	2.28	3.45	0.476	73	1.83	5.821
	2	0.464	148	1.90	2.84	0.443	90	1.92	4.709
	3	0.529	44	3.02	9.47	0.505	72	1.87	5.876
	4	0.479	45	2.91	9.24	0.456	78	1.92	5.401
	5	0.447	18	2.89	23.07	0.431	95	1.84	4.468
	6	0.679	158	2.49	2.65	0.653	40	1.64	10.615
	7	0.538	77	2.16	5.46	0.519	77	1.81	5.466

Tabella A1.2 - Parametri idraulici interpolati con la funzione di ritenzione idrica di Kosugi (θ_s , h_m , σ) e fattori di scala, δ , in ciascuna posizione j dell'insieme di dati della Fiumarella

		dati di ritenz. misurati				dati di ritenz. stimati col modello AP			
allineamenti	pos.	θ_s	h_m	σ	δ	θ_s	h_m	σ	δ
1	1	0.493	591	2.18	0.703	0.480	190	1.99	2.23
	2	0.482	224	2.59	1.851	0.470	202	2.12	2.09
	3	0.524	134	2.81	3.107	0.503	174	1.99	2.44
	4	0.434	473	2.42	0.879	0.412	119	1.94	3.54
	5	0.445	768	2.20	0.541	0.421	167	2.15	2.53
	6	0.452	862	2.19	0.482	0.414	174	2.21	2.42
	7	0.487	635	2.53	0.654	0.459	346	2.28	1.22
	8	0.499	635	2.36	0.654	0.477	379	2.14	1.12
	9	0.537	581	2.30	0.716	0.521	716	2.21	0.59
	10	0.546	641	2.19	0.649	0.530	566	2.23	0.75
	11	0.482	516	2.44	0.805	0.471	822	2.19	0.51
	12	0.517	571	2.38	0.728	0.496	575	2.25	0.74
	13	0.530	249	2.43	1.667	0.501	320	2.23	1.32
	14	0.505	751	2.35	0.554	0.493	519	2.33	0.82
	15	0.535	593	2.31	0.701	0.522	836	2.21	0.51
	16	0.560	852	2.16	0.488	0.542	536	2.23	0.79
	17	0.570	1849	1.82	0.225	0.554	676	2.13	0.63
	18	0.516	139	2.94	2.994	0.503	414	2.19	1.02
	19	0.503	1734	1.97	0.240	0.488	1232	2.23	0.34
	20	0.548	602	2.31	0.690	0.531	311	1.96	1.36
	21	0.446	1499	1.97	0.277	0.437	331	2.22	1.28
	22	0.529	1106	1.84	0.376	0.507	239	2.09	1.77
	23	0.535	739	2.34	0.562	0.511	680	2.31	0.62
	24	0.495	765	2.25	0.543	0.460	675	2.21	0.63
	25	0.519	367	2.62	1.134	0.503	991	2.18	0.43
	26	0.487	675	2.34	0.616	0.473	1459	2.00	0.29
	27	0.518	638	2.52	0.652	0.502	1109	2.12	0.38
	28	0.444	674	2.28	0.617	0.420	1007	1.79	0.42
	29	0.520	1479	1.87	0.281	0.509	571	2.15	0.74

	30	0.584	479	2.28	0.868	0.569	660	2.08	0.64
	31	0.515	440	2.63	0.946	0.485	198	2.21	2.13
	32	0.508	171	2.80	2.437	0.499	781	2.01	0.54
	33	0.547	135	2.50	3.077	0.523	159	2.27	2.66
	34	0.560	99	2.51	4.217	0.484	50	1.92	8.44
	35	0.525	329	2.48	1.265	0.520	751	2.20	0.56
	36	0.560	244	2.44	1.702	0.549	160	1.96	2.64
	37	0.567	161	2.64	2.584	0.551	154	2.02	2.74
	38	0.536	195	2.70	2.135	0.496	114	2.05	3.71
	39	0.523	774	2.34	0.537	0.500	249	2.14	1.70
	40	0.554	454	2.42	0.915	0.515	411	2.14	1.03
	41	0.552	472	2.36	0.880	0.533	272	2.15	1.56
	42	0.580	59	2.72	7.035	0.543	176	2.01	2.40
	43	0.472	103	2.74	4.054	0.457	175	2.03	2.42
	44	0.452	441	2.33	0.942	0.429	287	2.01	1.47
2	45	0.452	131	2.96	3.174	0.427	199	2.09	2.12
	50	0.479	124	2.30	3.357	0.470	119	1.45	3.57
	51	0.473	466	2.07	0.892	0.465	137	1.65	3.10
	52	0.408	1228	2.18	0.338	0.395	1185	1.95	0.36
	53	0.473	715	2.32	0.581	0.469	532	1.98	0.79
	54	0.494	497	2.33	0.836	0.473	396	1.96	1.07
	55	0.423	666	2.29	0.624	0.410	562	1.85	0.75
	56	0.482	317	2.59	1.311	0.458	603	1.99	0.70
	57	0.403	181	3.13	2.299	0.378	625	1.90	0.68
	58	0.432	112	2.88	3.723	0.413	672	1.85	0.63
	59	0.382	165	2.94	2.516	0.376	445	1.94	0.95
	60	0.485	439	2.57	0.946	0.444	661	1.98	0.64
	61	0.469	496	2.50	0.838	0.451	477	2.03	0.89
	62	0.453	226	2.75	1.838	0.443	695	1.93	0.61
	63	0.385	1705	2.03	0.244	0.379	897	1.87	0.47
	64	0.437	356	2.48	1.167	0.424	412	2.08	1.03
	65	0.464	720	2.27	0.577	0.447	497	2.17	0.85
	66	0.397	353	2.53	1.176	0.381	284	2.04	1.49
	67	0.441	120	3.02	3.450	0.418	375	2.03	1.13
	68	0.471	1121	2.20	0.371	0.453	882	2.21	0.48
	69	0.440	1714	2.14	0.243	0.421	1604	2.07	0.26
	70	0.456	3037	1.88	0.137	0.445	2322	1.96	0.18
	71	0.504	430	2.47	0.968	0.480	1993	2.01	0.21
	72	0.481	1061	2.22	0.392	0.470	753	2.25	0.56
	73	0.464	394	2.58	1.056	0.437	375	2.23	1.13
	74	0.419	4628	1.64	0.090	0.411	947	2.24	0.45
	75	0.477	1423	2.23	0.292	0.457	803	2.26	0.53
	76	0.443	683	2.47	0.608	0.419	454	2.09	0.93
	77	0.494	1050	2.24	0.396	0.477	510	2.24	0.83
	78	0.459	887	2.27	0.469	0.442	435	2.13	0.97
	101	0.498	311	2.45	1.335	0.487	330	1.97	1.28
	102	0.462	286	2.62	1.453	0.444	681	2.05	0.62
	103	0.525	106	2.88	3.912	0.513	492	2.06	0.86
	104	0.501	260	2.46	1.598	0.476	288	1.84	1.47

	105	0.464	100	2.96	4.161	0.436	254	2.00	1.66
	106	0.460	116	3.00	3.578	0.434	389	2.07	1.09
	107	0.452	85	2.84	4.886	0.441	259	1.89	1.63
	108	0.410	155	3.02	2.679	0.400	270	1.82	1.57
	109	0.414	428	3.38	0.971	0.407	373	2.15	1.13
	110	0.461	301	3.02	1.383	0.459	471	2.21	0.90
	111	0.422	196	3.36	2.117	0.411	407	2.13	1.04
	112	0.425	135	3.02	3.073	0.406	414	2.08	1.02
	113	0.430	322	2.41	1.290	0.416	284	1.94	1.49
	114	0.465	147	2.67	2.824	0.458	344	1.85	1.23

ALLEGATO 2

A2.1 Condizioni al contorno inferiore: flusso nullo alla base del profilo di suolo

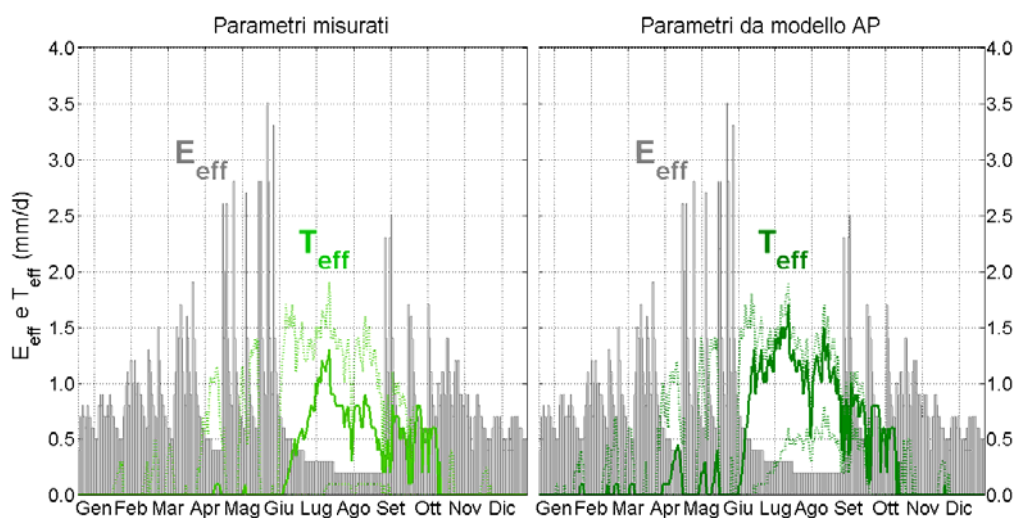


Figura A2.1– Valori di evaporazione effettiva media giornaliera (barre grigie) e di traspirazione effettiva media giornaliera calcolata con i parametri misurati (verde chiaro) e con parametri stimati da modello AP (verde scuro)

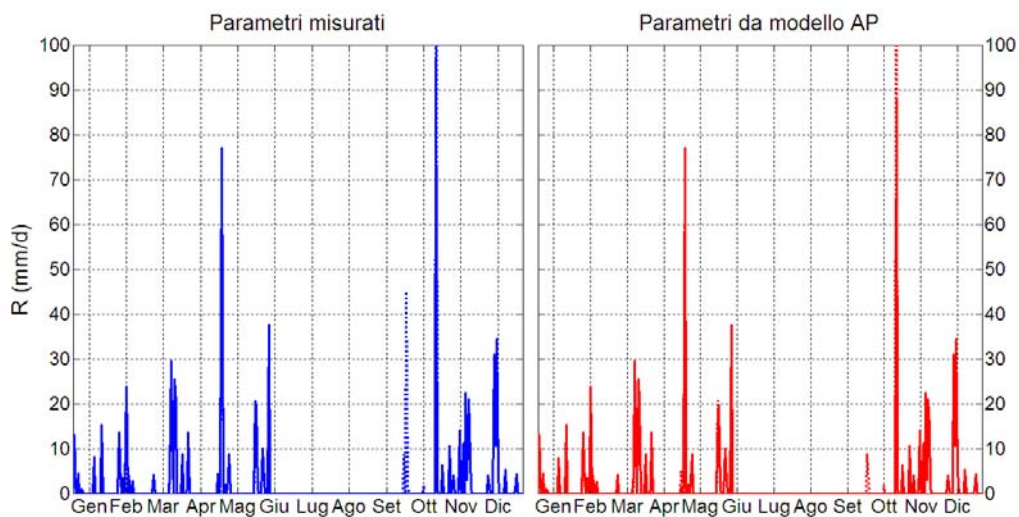


Figura A2.2– Valori di ruscellamento superficiale calcolato con i parametri misurati (linea blu) e con parametri stimati da modello AP (linea rossa)

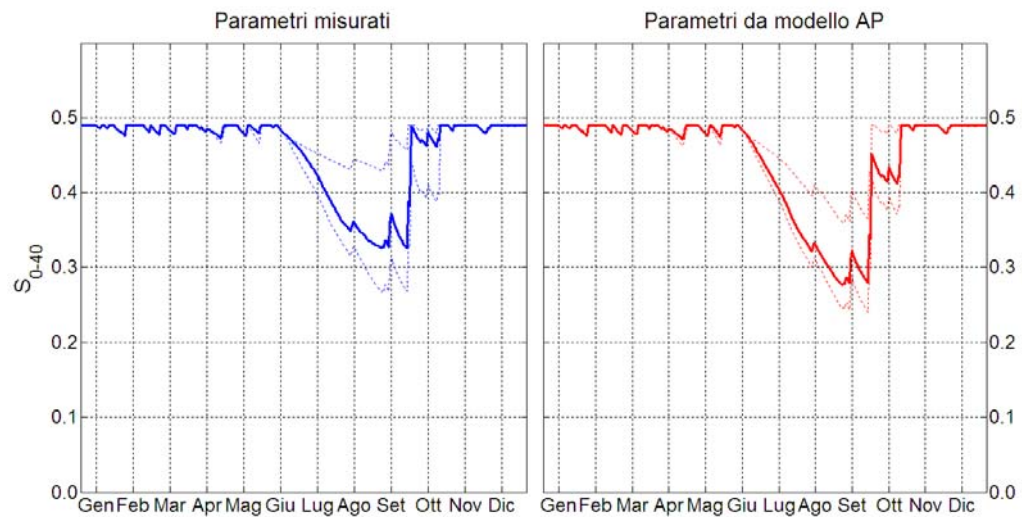


Figura A2.4– Valori di immagazzinamento di contenuto d’acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo (S_{0-40}) calcolato con i parametri misurati (linea blu) e con parametri stimati da modello AP (linea rossa)

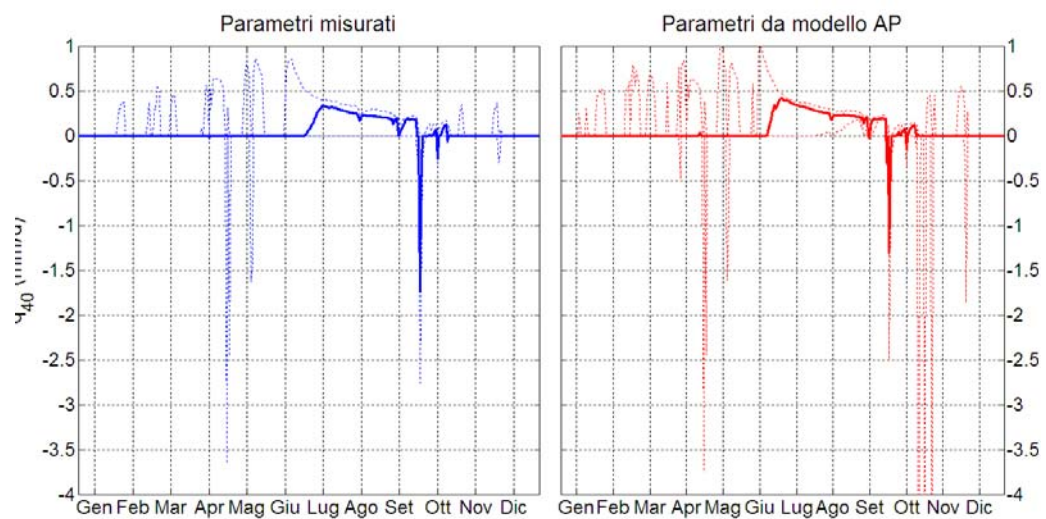


Figura A2.5– Valori di flusso idrico alla profondità di 40 cm (q_{40}) calcolato con i parametri misurati (linea blu) e con parametri stimati da modello AP (linea rossa)

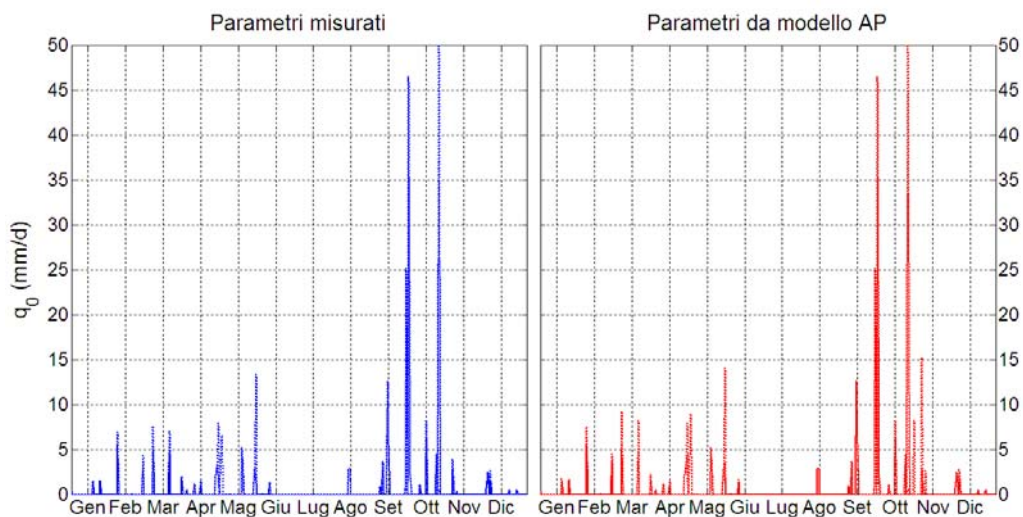


Figura A2.6– Valori di flusso idrico superficiale (q_0) calcolato con i parametri misurati (linea blu) e con parametri stimati da modello AP (linea rossa)

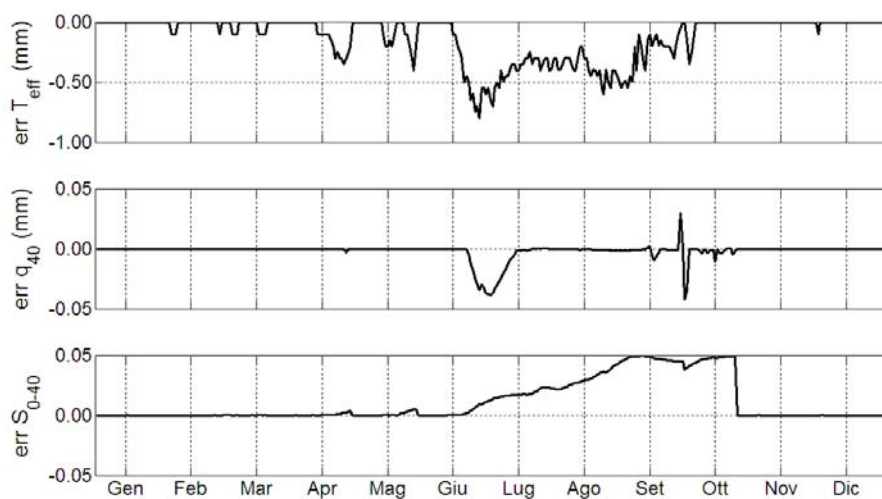


Figura A2.7– Differenze giornaliere (err) della traspirazione effettiva (T_{eff}), del flusso idrico alla profondità di 40 cm (q_{40}) e dell' immagazzinamento di contenuto d'acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo (S_{0-40}).

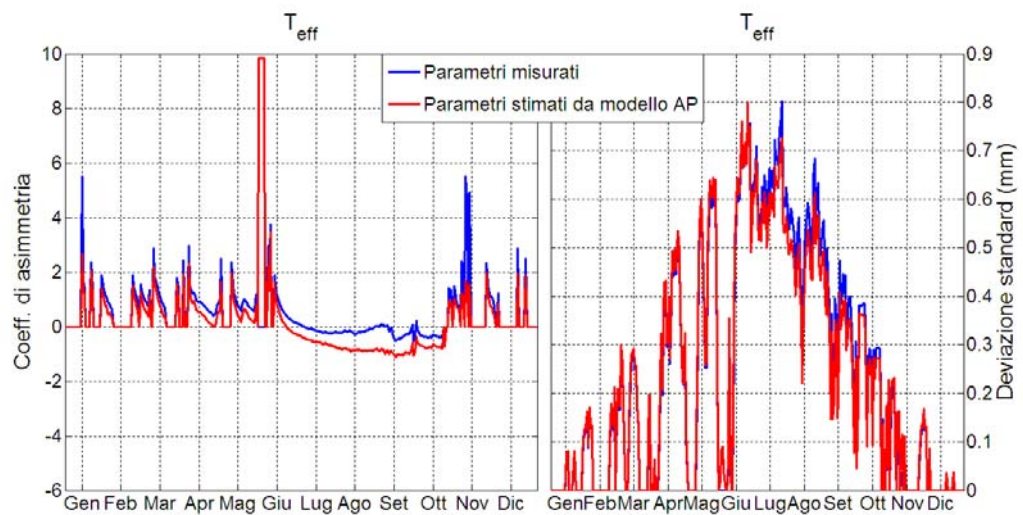


Figura A2.8– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere della traspirazione effettiva, T_{eff} , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

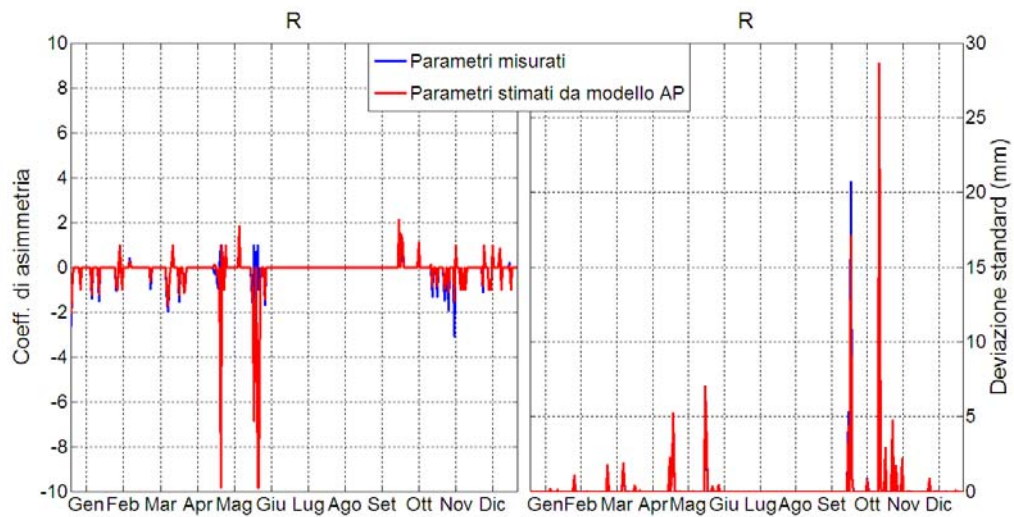


Figura A2.9– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere del ruscellamento superficiale, R , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

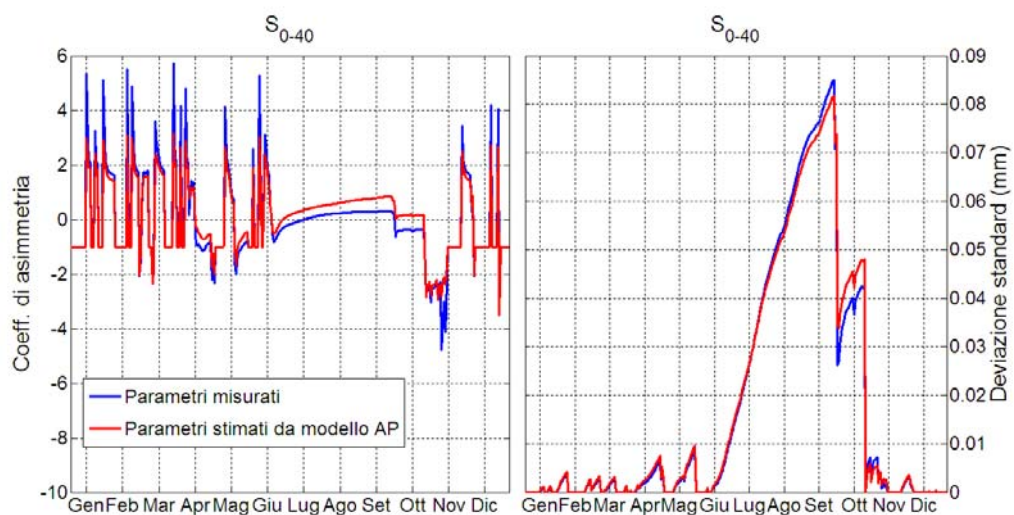


Figura A2.10– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere dell’immagazzinamento di contenuto d’acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo, S_{0-40} , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

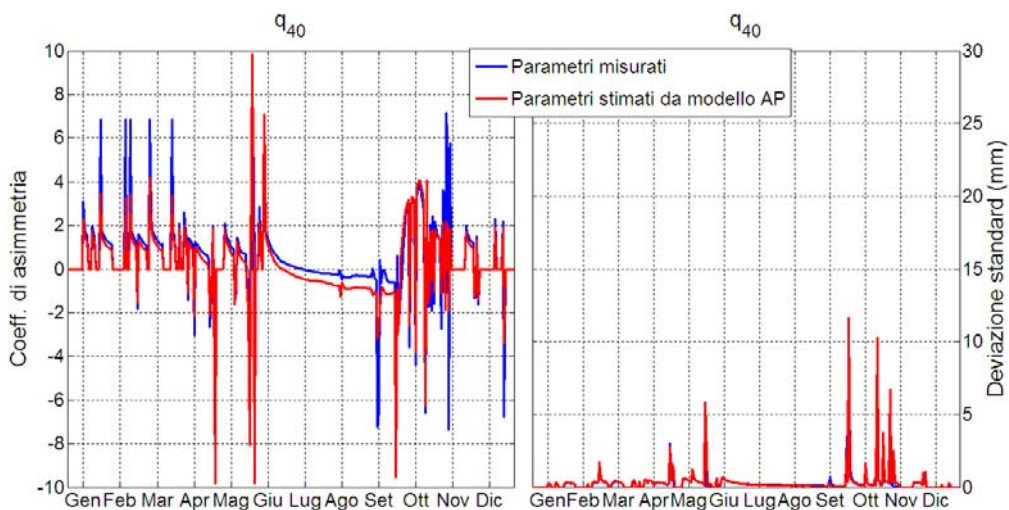


Figura A2.11– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere del flusso idrico alla profondità di 40 cm, q_{40} , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

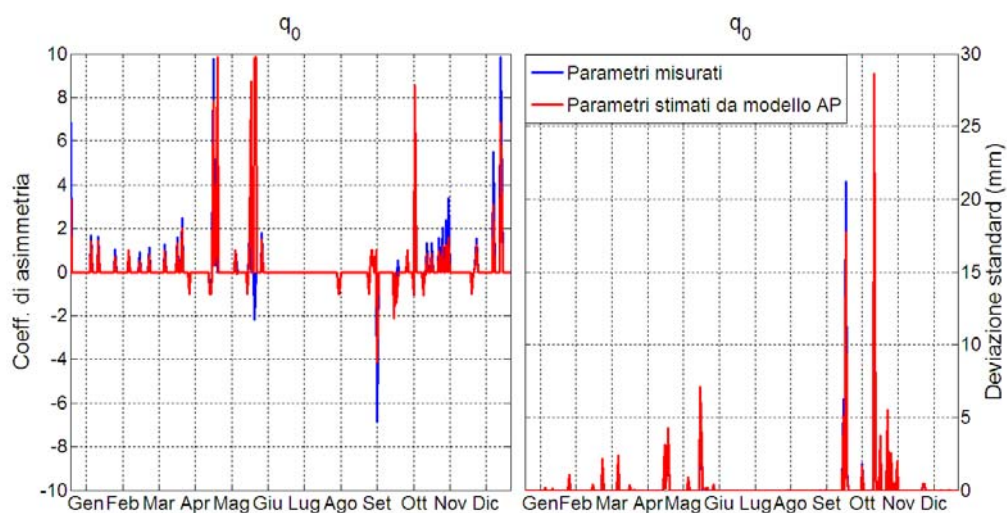


Figura A2.12– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere del flusso idricosuperficiale, q_0 , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

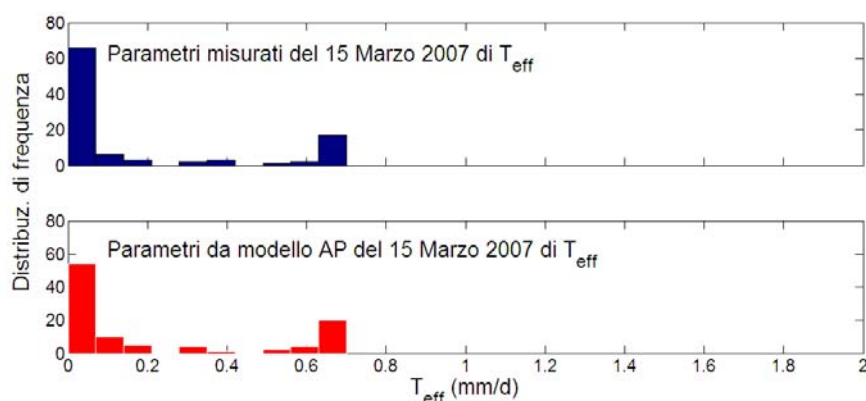


Figura A2.13– Distribuzioni di frequenza della traspirazione effettiva (T_{eff}) simulata il 15 Marzo 2007 (74°giorno giuliano) con parametri misurati (barre blu) e con parametri stimati da modello AP (barre rosse)

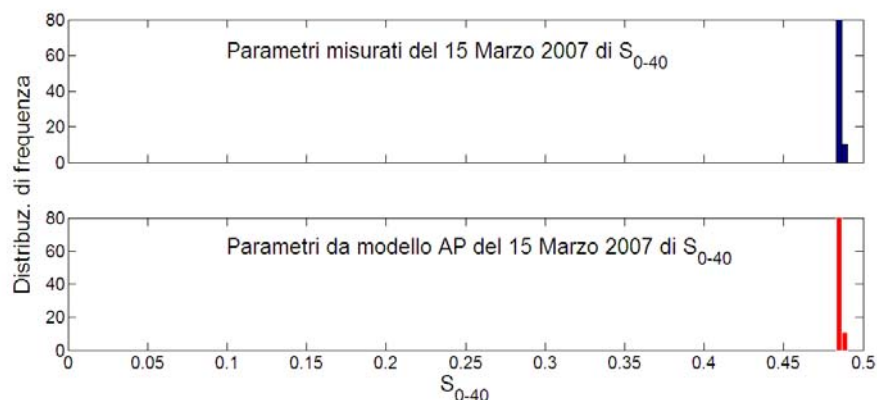


Figura A2.14– Distribuzioni di frequenza dell' immagazzinamento di contenuto d'acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo (S_{0-40}), simulato il 15 Marzo 2007 (74°giorno giuliano) con parametri misurati (barre blu) e con parametri stimati da modello AP (barre rosse)

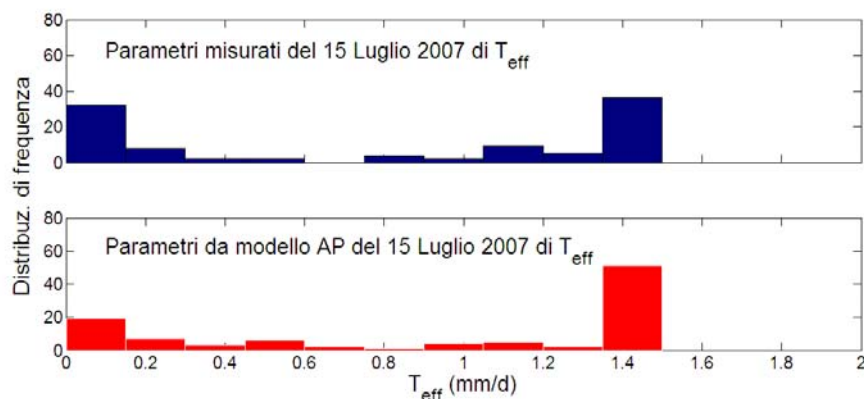


Figura A2.15– Distribuzioni di frequenza della traspirazione effettiva (T_{eff}) simulata il 15 Luglio 2007 (196°giorno giuliano) con parametri misurati (barre blu) e con parametri stimati da modello AP (barre rosse)

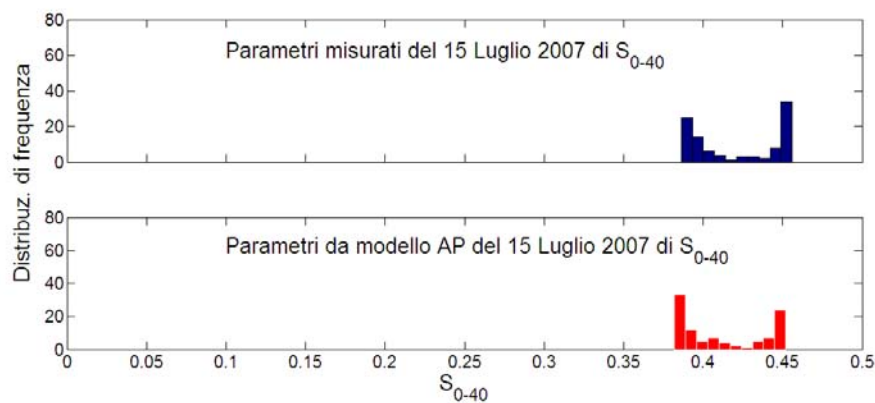


Figura A2.16– Distribuzioni di frequenza dell' immagazzinamento di contenuto d'acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo (S_{0-40}), simulato il 15 Luglio 2007 (196°giorno giuliano) con parametri misurati (barre blu) e con parametri stimati da modello AP (barre rosse)

A2.2 Condizioni al contorno inferiore: drenaggio libero alla base del profilo di suolo

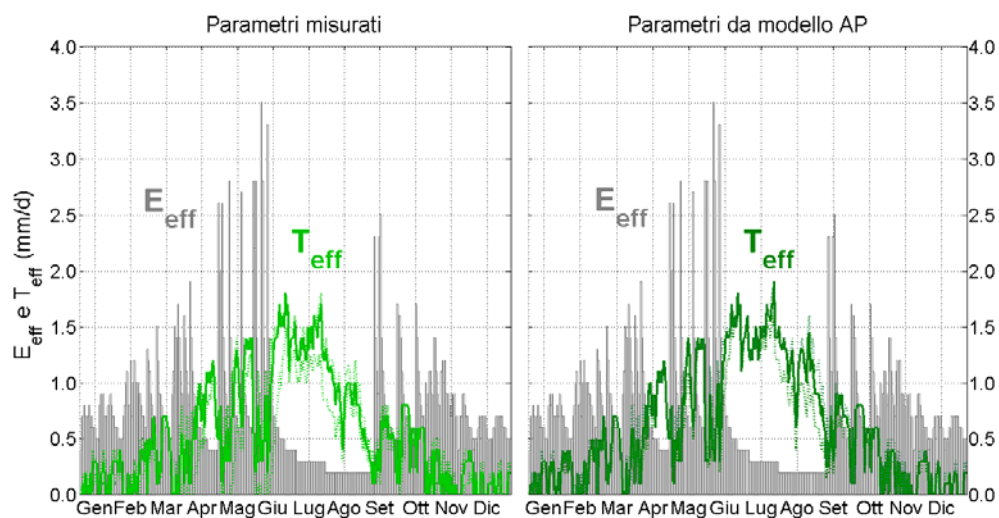


Figura A2.17– Valori di evaporazione effettiva media giornaliera (barre grigie) e di traspirazione effettiva media giornaliera calcolata con i parametri misurati (verde chiaro) e con parametri stimati da modello AP (verde scuro)

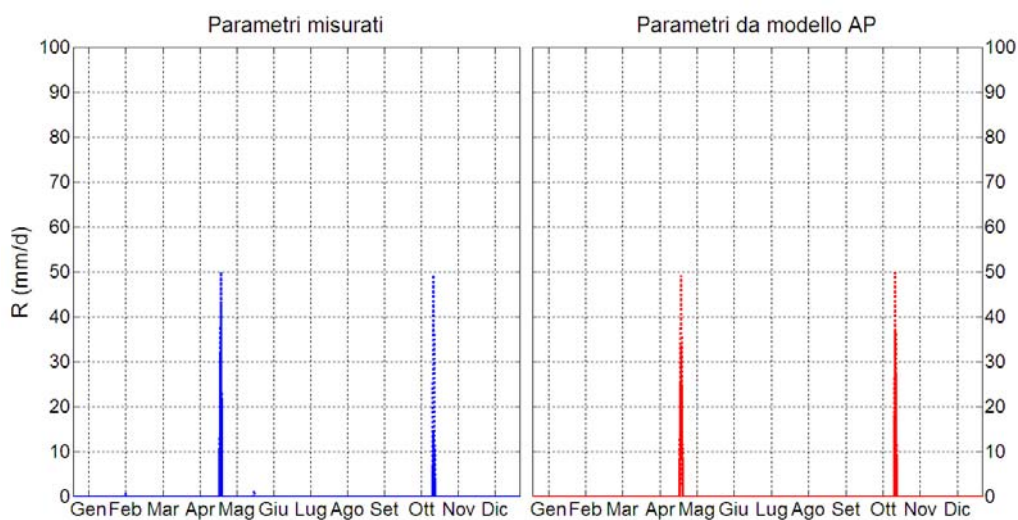


Figura A2.18– Valori di ruscellamento superficiale calcolato con i parametri misurati (linea blu) e con parametri stimati da modello AP (linea rossa)

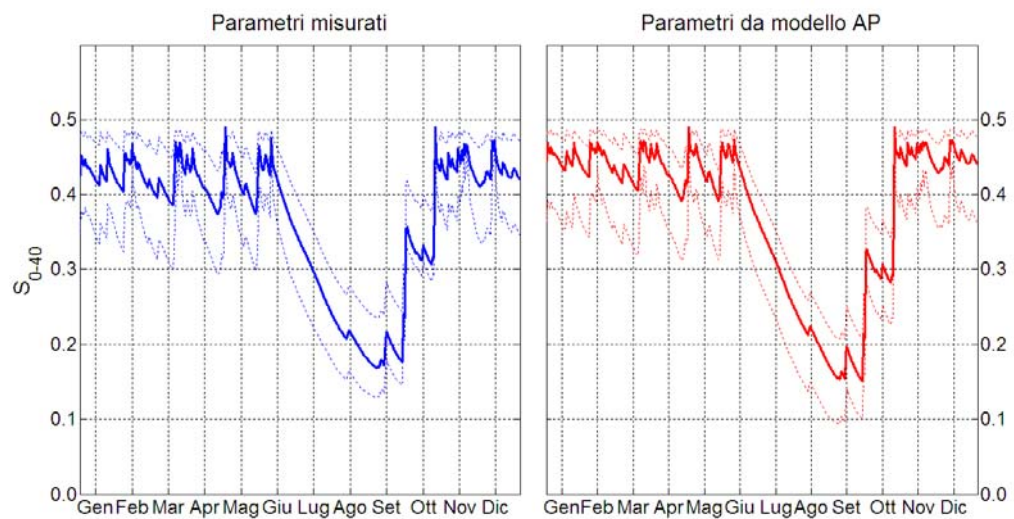


Figura A2.19– Valori di immagazzinamento di contenuto d’acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo (S_{0-40}) calcolato con i parametri misurati (linea blu) e con parametri stimati da modello AP (linea rossa)

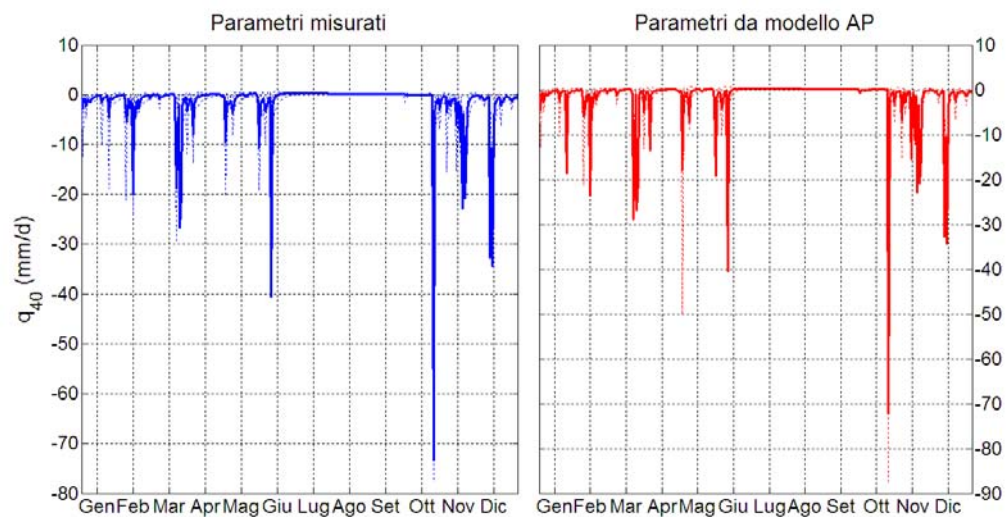


Figura A2.20– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere del flusso idrico alla profondità di 40 cm, q_{40} , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

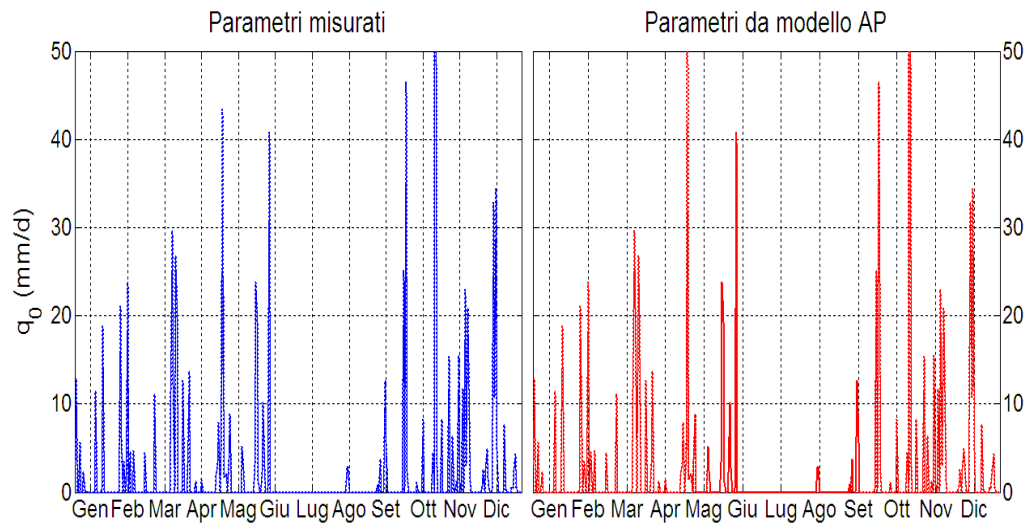


Figura A2.21– Valori di flusso idrico superficiale (q_0) calcolato con i parametri misurati (linea blu) e con parametri stimati da modello AP (linea rossa)

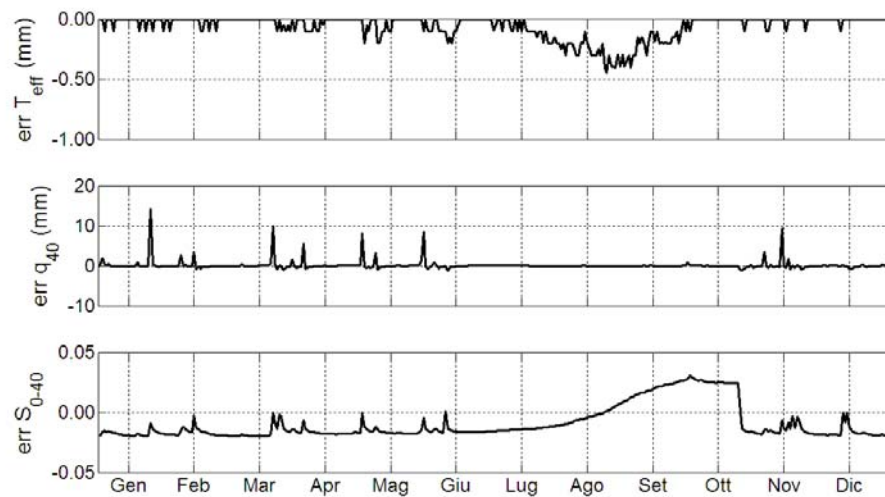


Figura A2.22– Differenze giornaliere (*err*) della traspirazione effettiva (T_{eff}), del flusso idrico alla profondità di 40 cm (q_{40}) e dell' immagazzinamento di contenuto d'acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo (S_{0-40}).

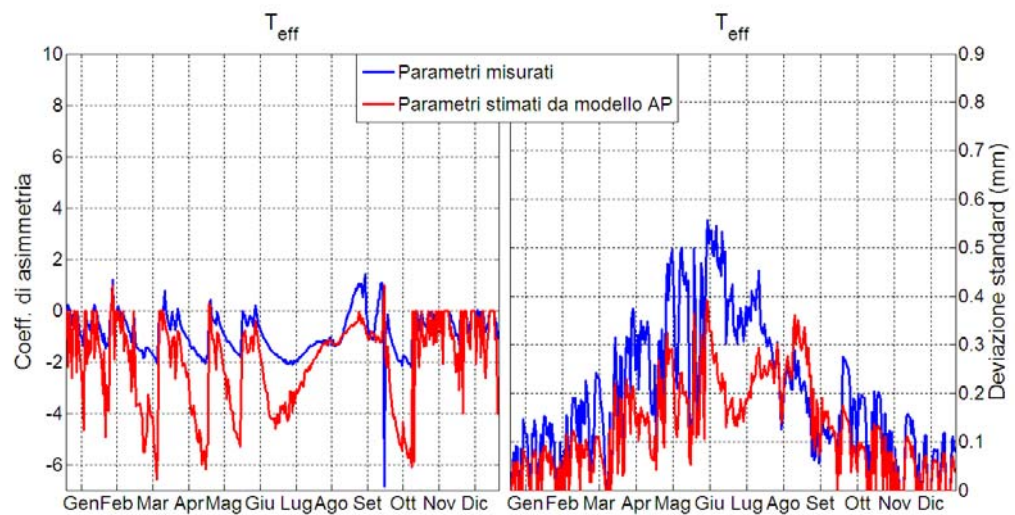


Figura A2.23– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere della traspirazione effettiva, T_{eff} , calcolata da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

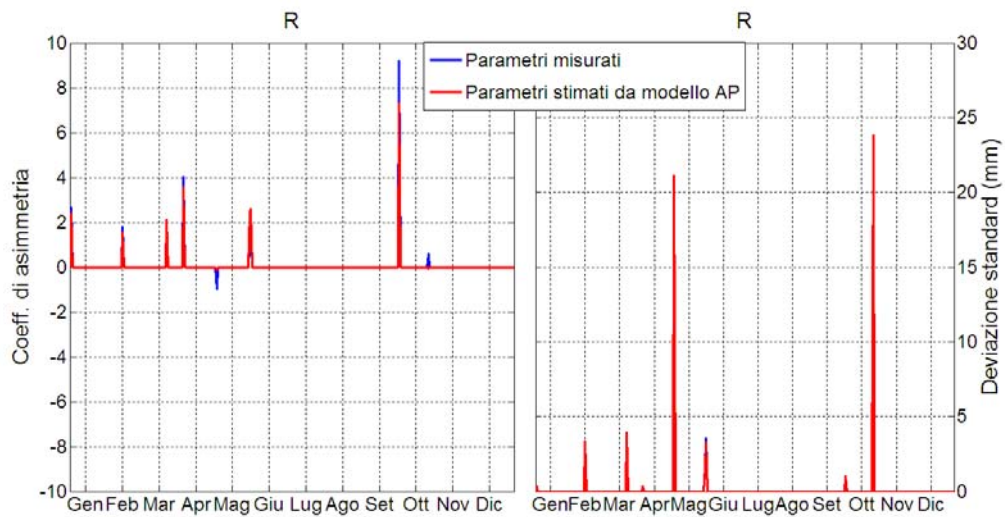


Figura A2.24– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere del ruscellamento superficiale, R , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

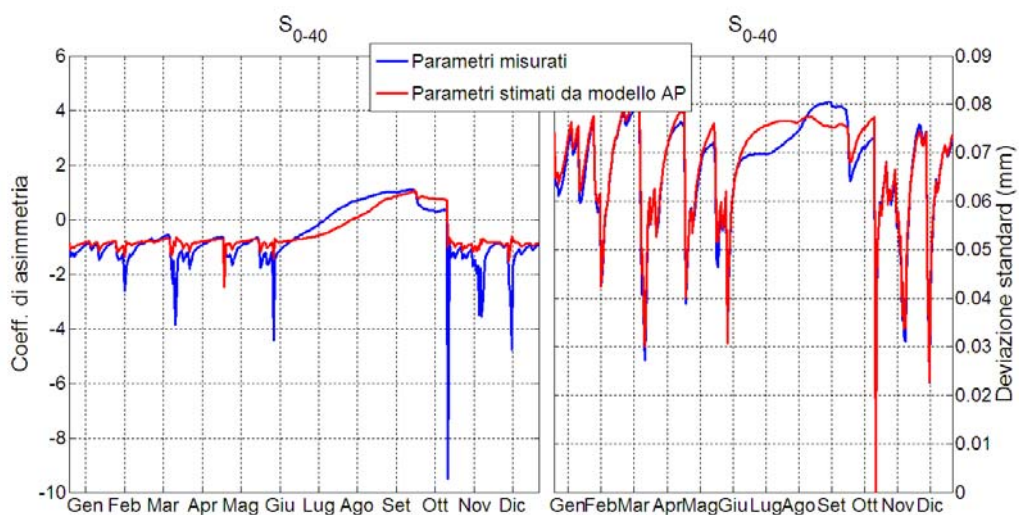


Figura A2.25– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere dell’immagazzinamento di contenuto d’acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo, S_{0-40} , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

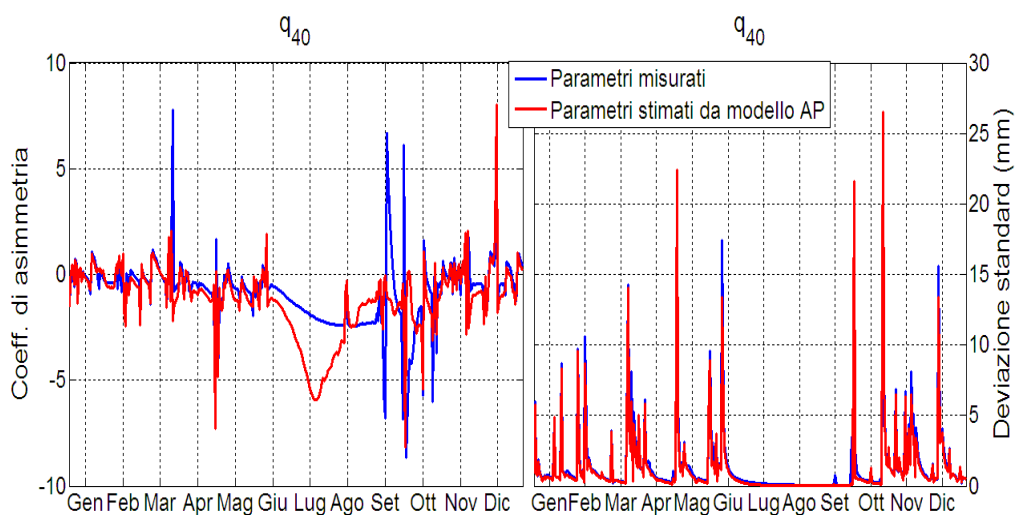


Figura A2.26– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere del flusso idrico alla profondità di 40 cm, q_{40} , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

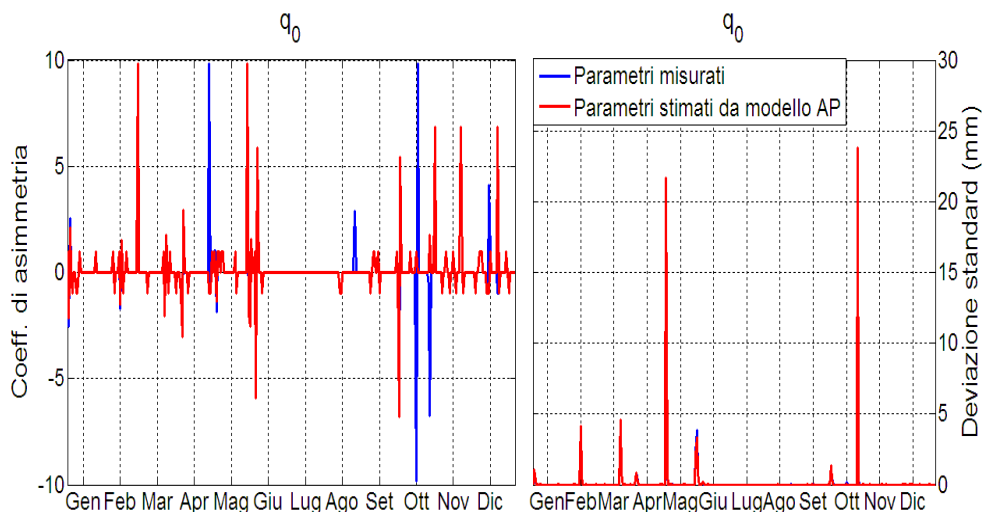


Figura A2.27– Coefficienti di asimmetria e deviazioni standard giornaliere del flusso idricosuperficiale, q_0 , calcolato da parametri misurati (linea blu) e da parametri stimati con il modello AP (linea rossa)

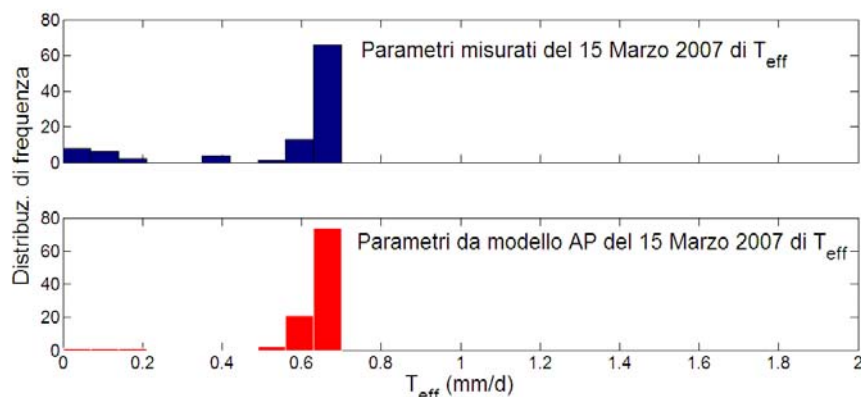


Figura A2.28– Distribuzioni di frequenza della traspirazione effettiva (T_{eff}) simulata il 15 Marzo 2007 (74°giorno giuliano) con parametri misurati (barre blu) e con parametri stimati da modello AP (barre rosse)

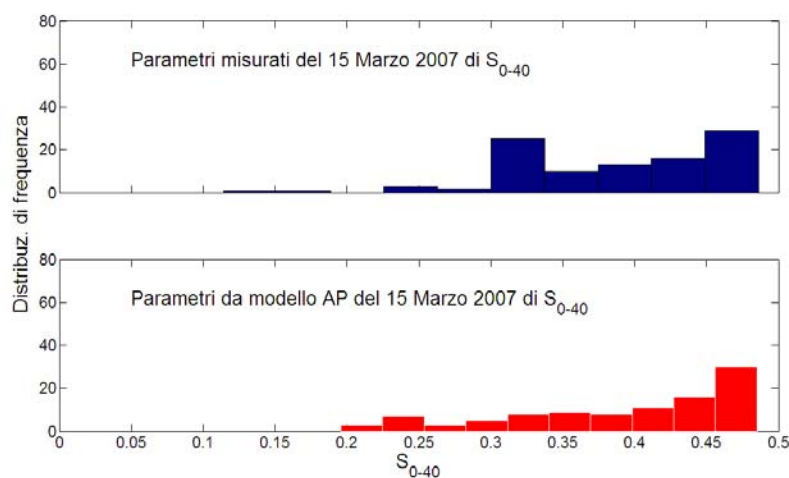


Figura A2.29– Distribuzioni di frequenza dell' immagazzinamento di contenuto d'acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo (S_{0-40}), simulato il 15 Marzo 2007 (74°giorno giuliano) con parametri misurati (barre blu) e con parametri stimati da modello AP (barre rosse)

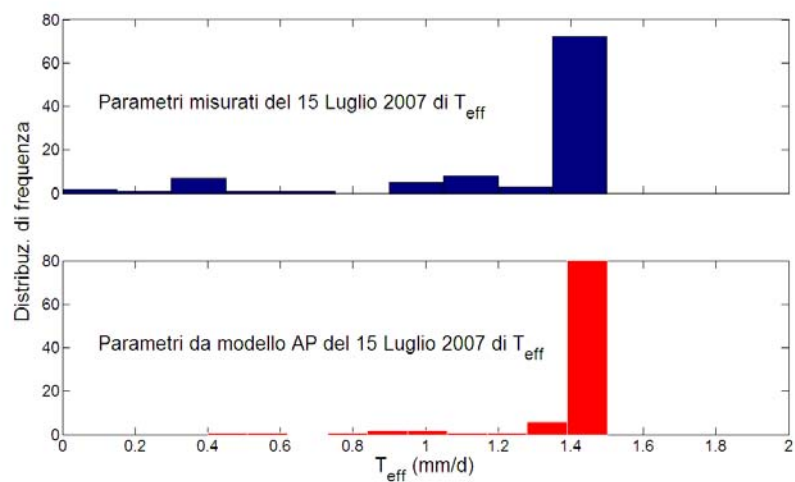


Figura A2.30– Distribuzioni di frequenza della traspirazione effettiva (T_{eff}) simulata il 15 Luglio 2007 (196°giorno giuliano) con parametri misurati (barre blu) e con parametri stimati da modello AP (barre rosse)

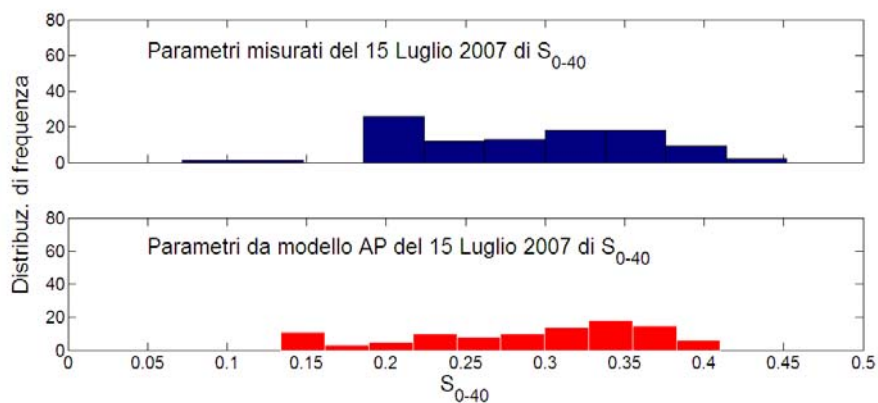


Figura A2.31– Distribuzioni di frequenza dell' immagazzinamento di contenuto d'acqua nei primi 40 cm del profilo di suolo (S_{0-40}), simulato il 15 Luglio 2007 (196°giorno giuliano) con parametri misurati (barre blu) e con parametri stimati da modello AP (barre rosse)